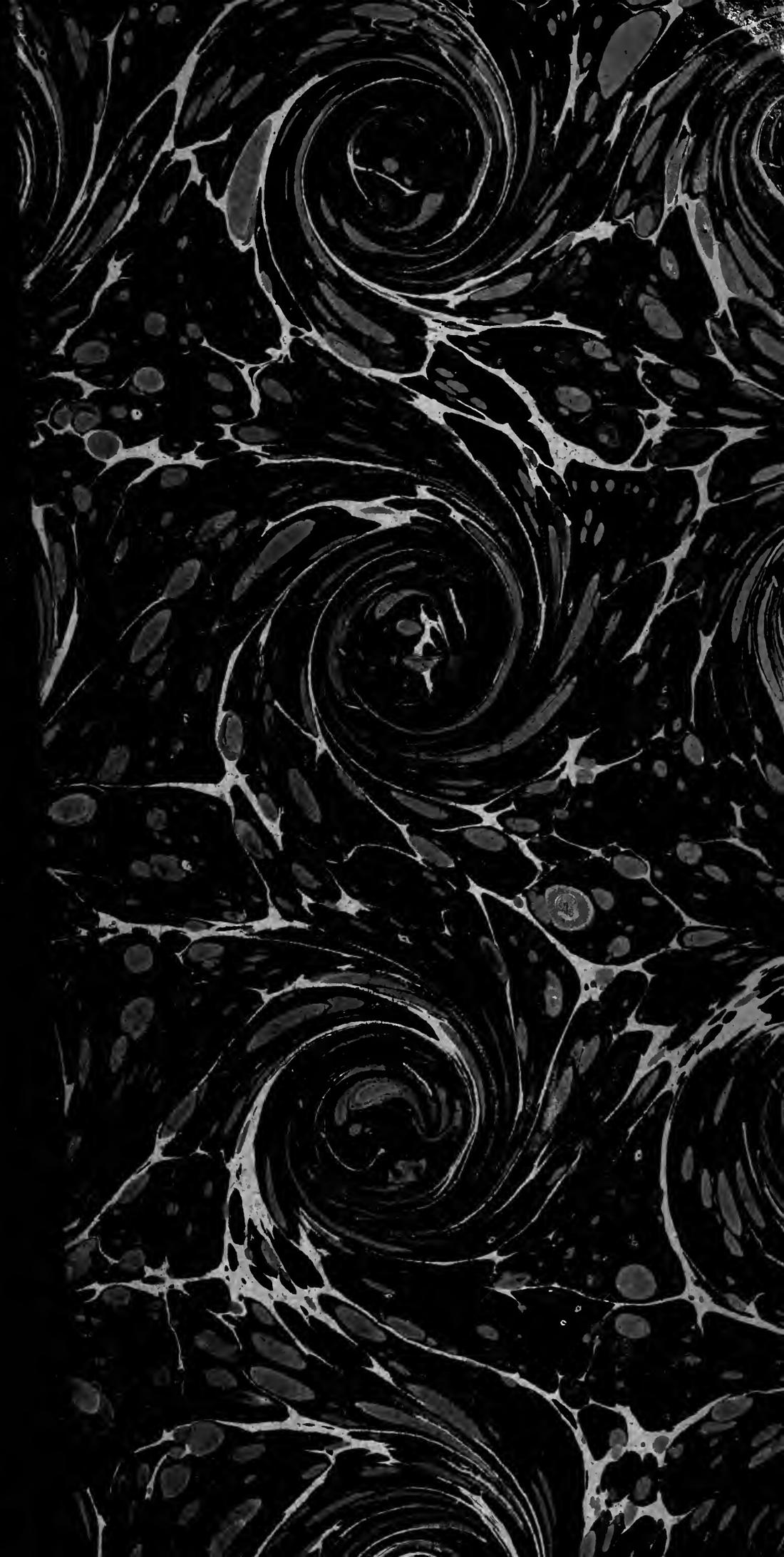
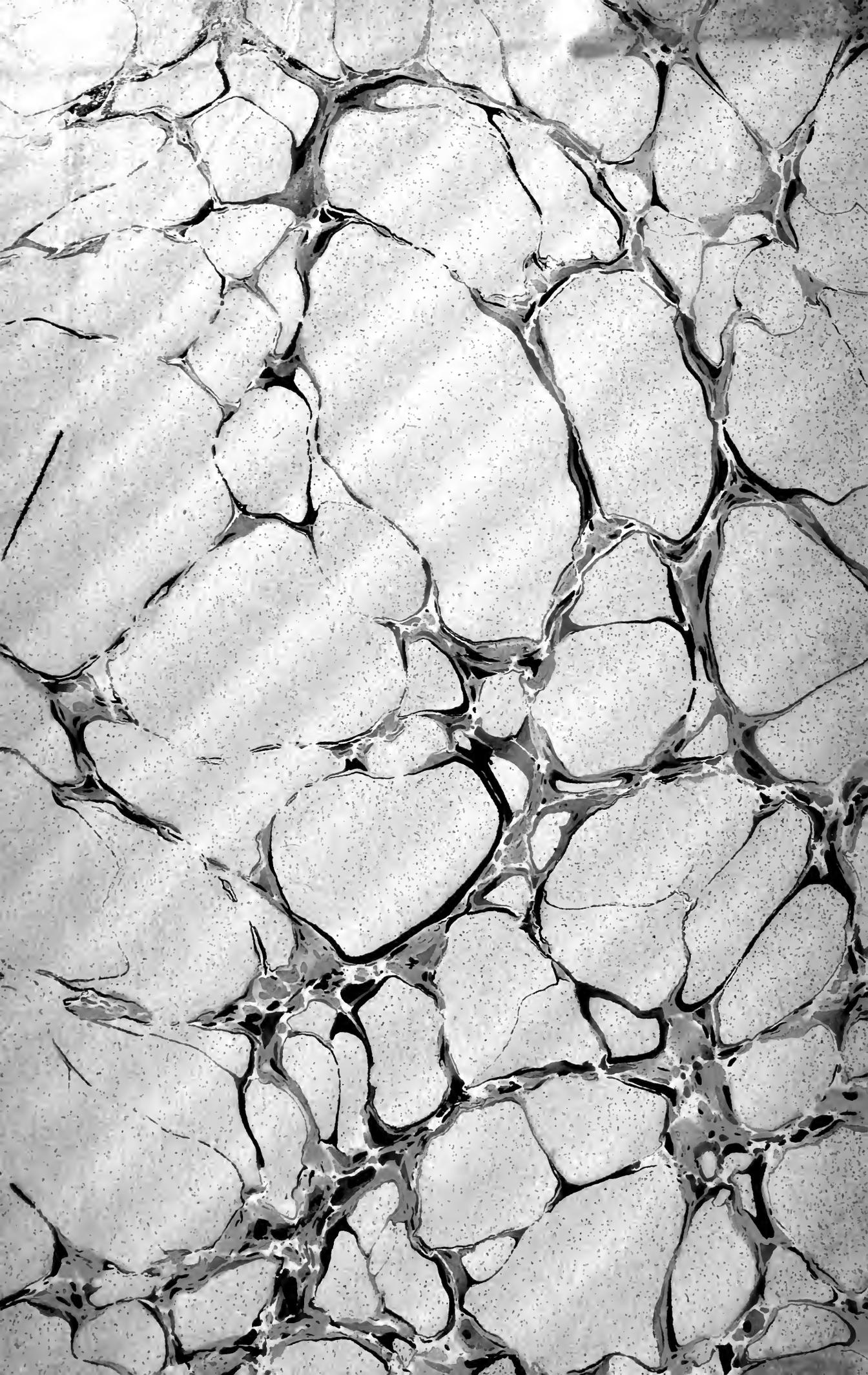


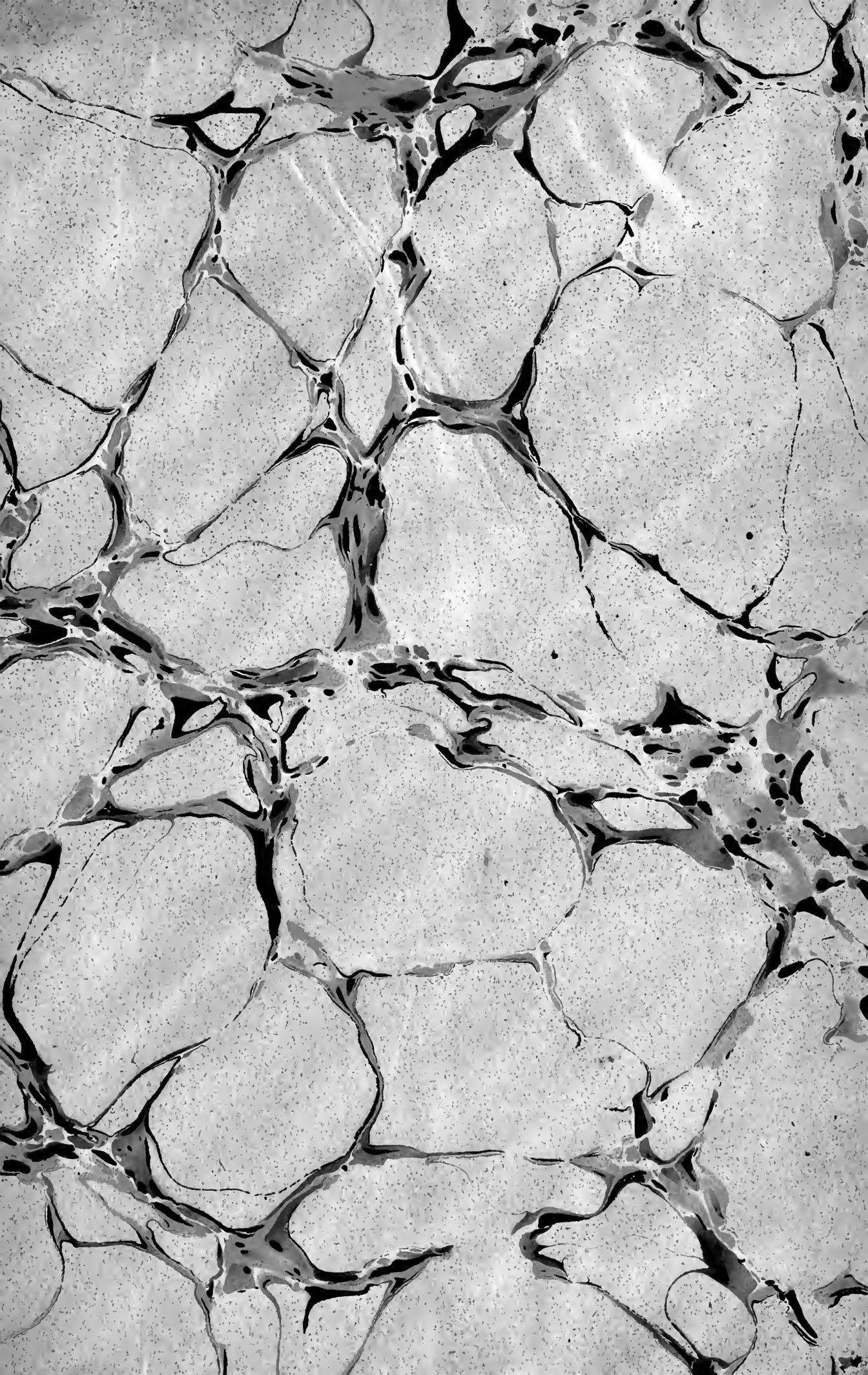


3 1761 07394897 8



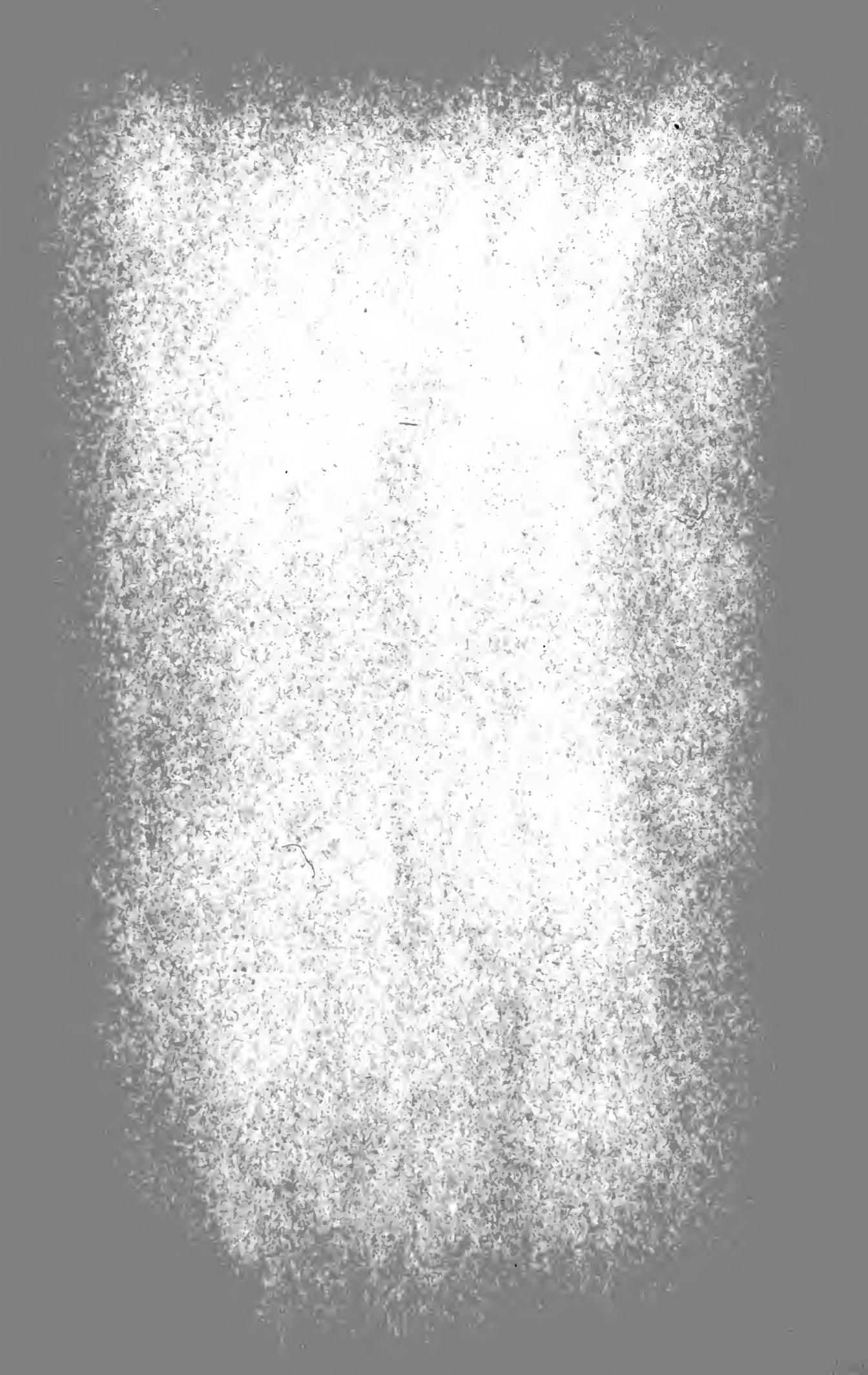
LIBRARY  
UNIVERSITY











LA  
FACE DE LA TERRE

(DAS ANTLITZ DER ERDE)



LA  
FACE DE LA TERRE

(DAS ANTLITZ DER ERDE)

PAR

ED. SUESS

PROFESSEUR DE GÉOLOGIE A L'UNIVERSITÉ DE VIENNE (AUTRICHE)  
CORRESPONDANT DE L'INSTITUT DE FRANCE

TRADUIT DE L'ALLEMAND, AVEC L'AUTORISATION DE L'AUTEUR

ET ANNOTÉ

SOUS LA DIRECTION DE

EMM. DE MARGERIE

---

TOME II

AVEC 2 CARTES EN COULEUR ET 128 FIGURES

*dont 85 exécutées spécialement pour l'Édition française*

---

PARIS

ARMAND COLIN ET C<sup>ie</sup>, ÉDITEURS

5, RUE DE MÉZIÈRES, 5

1900

Tous droits réservés.

50975  
30/9/01

## ONT COLLABORÉ A LA TRADUCTION DU TOME II :

**MM. BERNARD** (Aug.), docteur ès lettres, professeur de géographie à l'École supérieure des lettres d'Alger.

**DEPÉRET** (Ch.), correspondant de l'Institut, docteur ès sciences et en médecine, professeur de géologie et doyen de la Faculté des sciences à l'Université de Lyon.

**KILIAN** (W.), docteur ès sciences, professeur de géologie à l'Université de Grenoble.

**POIRAULT** (G.), docteur ès sciences, directeur du Laboratoire d'Enseignement supérieur de la Villa Thuret, à Antibes.

**SIX** (Ach.), professeur au lycée de Saint-Omer.

**ZIMMERMANN** (M.), agrégé d'histoire et de géographie, professeur d'histoire et de géographie coloniales près la Chambre de commerce de Lyon.

---

Toutes les indications ajoutées par les traducteurs, dans le texte ou en notes infrapaginales, ont été mises entre crochets [...].

Les notes nouvelles ont été rédigées par Emm. de Margerie, — avec le concours des traducteurs pour les chapitres III, VI et VII.

GB

53

S814

t.2

# TROISIÈME PARTIE

## LES MERS



# TROISIÈME PARTIE

## LES MERS

---

### CHAPITRE PREMIER

#### OPPOSITION DES IDÉES SUR LES DÉPLACEMENTS DES RIVAGES; TERMINOLOGIE ET GÉNÉRALITÉS <sup>1</sup>

Strabon. — Dante. — Celsius et Linné. — Nordenankar. — Playfair et L. de Buch. — Goethe. — Lyell, Darwin et la théorie du soulèvement. — Bravais et Eug. Robert. — Chambers et Domeyko; nouvelles objections. — Théories basées sur la gravitation. — Adhémar et ses successeurs. — Vues d'ensemble; Howorth. — Terminologie. — Exemple réel de dislocation en Nouvelle-Zélande. — Plan suivi dans cet ouvrage.

Nous sommes descendus des hautes montagnes et nous nous reposons sur la plage. Nos regards se promènent librement sur la vaste étendue des eaux. Une grosse vague s'approche, et semble vouloir nous atteindre; tout à coup sa crête se penche en avant, se renverse, et le flot, avec un sourd grondement, balaye une partie de la grève, sans mouiller cependant l'endroit où nous sommes assis. Puis l'eau reflue, un long bourrelet d'algues marines restant seul pour indiquer la limite de ses efforts. Alors survient une seconde vague, puis une troisième, et de temps en temps paraît une lame plus haute, qui pousse les varechs un peu plus avant vers la terre, et nous force à battre en retraite jusqu'au pied de la falaise.

Comme le chœur dans un chant colossal, ainsi se répète le roulement des eaux. Pendant des heures entières, la sublimité du

[1. Traduit par Emm. de Margerie.]

spectacle peut nous retenir captifs. Déjà la crête des vagues ne déferle plus qu'assez loin du bord, et bientôt l'heure de la marée basse est atteinte. Alors, la mer remonte : les laisses successives de blancs coquillages et les bourrelets d'algues vertes sont rejoints par les vagues, qui gagnent de plus en plus sur le rivage, jusqu'à ce que, après six heures d'une nouvelle montée, l'endroit même où nous nous trouvions tout d'abord soit submergé à son tour, et qu'enfin l'eau vienne lécher encore une fois la base des falaises.

C'est ainsi que, suivant un rythme mesuré, les astres font mouvoir alternativement vers la terre, puis en sens inverse, les flots houleux de l'Océan.

Retournons-nous vers la falaise. Nous y distinguons nettement les traces d'un ancien rivage, bien au-dessus du niveau actuel de la mer. Ces traces se poursuivent indéfiniment à la même hauteur, quelles que soient la constitution ou la structure des côtes, en terrain granitique comme en terrain calcaire, sur d'anciens amas de cendres volcaniques aussi bien que sur de récents atterrissements tertiaires; elles enserrant comme d'un ruban non seulement le continent, mais aussi les îles qui lui font face.

Il n'y a là rien de commun avec les froissements et les chevauchements que nous observons dans les régions montagneuses, rien qui rappelle les plissements, dont l'allure dépend de l'intensité et de la direction de l'effort tangentiel, du degré de cohésion des roches, de la résistance des massifs formant obstacle au refoulement, et dont l'énergie change d'un lieu à un autre. C'est un phénomène naturel absolument différent; et quand nous nous reprenons à considérer le jeu des marées, qui fait monter et descendre deux fois par jour, entre des limites constantes, le niveau de la mer, il semble que la Nature elle-même nous invite à nous demander s'il n'existerait pas d'autres forces susceptibles de déterminer, pendant des laps de temps plus longs, des oscillations bien autrement considérables que celle qui, tout à l'heure, nous faisait reculer jusqu'au pied de la falaise.

Un grand nombre d'observateurs éminents ont partagé cette manière de voir; certains ont imaginé des changements dans le volume total des eaux marines; d'autres, au contraire, ont eu recours à l'hypothèse de mouvements uniformes et continus de l'écorce solide, de mouvements *séculaires*, pour nous servir de l'expression consacrée. Ces théories diverses se sont produites successivement; elles ont régné tour à tour dans la science, selon que

les observations étaient plus ou moins avancées et suivant que telle ou telle des doctrines relatives à l'origine des chaînes de montagnes et aux conditions d'équilibre de la surface des mers l'emportait dans l'opinion.

On savait parfaitement, dans l'antiquité, que la mer s'était étendue jadis dans l'intérieur des terres jusqu'à l'oasis de Jupiter Ammon, et qu'elle avait recouvert toute la plaine comprise entre le Casius et la mer Rouge; l'on s'appliquait même avec ardeur à résoudre ce problème, comme en fait foi la polémique intercalée dans la Géographie de *Strabon* (1, 3). D'accord avec Archimède, Strabon énonce le principe que toute eau tranquille tend à prendre une surface sphérique, et que son centre se confond avec celui de la Terre. Pour lui, les mers n'ont pas de pente; il reproche à Ératosthène d'avoir pu croire, sur la foi de certains ingénieurs, que l'eau, des deux côtés de l'isthme de Corinthe, n'est pas à la même hauteur. D'après Strabon, non seulement les îles et les montagnes isolées, mais les continents eux-mêmes se soulèvent; par contre, des portions plus ou moins étendues de la terre ferme peuvent s'affaisser et s'abîmer sous les flots. —

La place me manquerait pour écrire l'histoire de cette discussion, qui est aussi vieille que notre science. J'ai essayé, dans cet ouvrage, de faire comprendre au moyen de quelques exemples la nature des volcans et l'origine très diverse des tremblements de terre; de même, l'exposé d'un certain nombre de chapitres de cette histoire suffira peut-être pour mettre en relief au moins quelques-uns des aspects que ce problème a revêtus successivement.

Seulement, cette fois, ce n'est plus comme précédemment, à la muette éloquence de la Nature que nous devons prêter l'oreille, mais au conflit parfois assez bruyant des opinions humaines. —

Nous sommes au matin du 20 janvier 1320. Les cloches de Vérone font entendre leurs clairs tintements du dimanche, et la foule salue, respectueuse, un personnage de haute stature, à la tête légèrement penchée, qui entre dans la chapelle de Sainte-Hélène : c'est le *Dante*.

Tout ce qui peut remuer l'âme humaine, le grand poète l'a senti, et, dans le domaine de l'imagination, il a parcouru de plus grandes distances qu'aucun autre mortel avant lui. Il a survécu à la perte de sa Béatrice et à la perte de cet empereur dont il attendait, pour sa patrie, un meilleur avenir. Puis, fuyant la haine de sa ville natale, il a trouvé un asile à la cour du chef des Gibelins de la Haute Italie, Can Grande, de la maison des Scaliger. Avec un don

d'évocation inconnu jusqu'alors, il a conduit à la demeure des élus et au fond des enfers ses contemporains étonnés; aujourd'hui, il revient au point de départ de sa conception la plus puissante, à l'examen de quelque chose de plus grand que toutes les œuvres de la poésie : l'ordonnance réelle de l'Univers.

Dante a convié toute la société polie de Vérone à venir entendre, dans cette chapelle, une dissertation ayant pour sujet : *De aqua et terra*. Il se propose d'expliquer la position relative de la terre et de la mer, et, comme il le raconte lui-même, chacun s'est rendu à son appel, « à l'exception du petit nombre de ceux qui pouvaient craindre, en se montrant, de confirmer l'excellence des autres<sup>1</sup> ».

A plus de cinq cents ans de distance, il nous est bien difficile, en acceptant cette invitation par la pensée, de soumettre à une critique vraiment impartiale les idées du grand poète. Ce n'est pas sans peine que nous parvenons à nous dégager de l'orgueilleux sentiment de supériorité avec lequel on a coutume de juger les efforts d'une époque où, par l'intermédiaire de la science arabe et à l'aide de traductions bien incomplètes d'Aristote, ont été posés les fondements de l'édifice actuel, et où, malgré l'extrême rareté des observations, les esprits les plus éminents ont lutté, hardiment et sans relâche, pour embrasser dans une étreinte victorieuse l'ensemble des phénomènes cosmiques.

L'ouvrage qui faisait encore autorité à l'époque de Dante était le *Speculum quadruplex* du dominicain Vincent de Beauvais, achevé vers l'année 1244; ce moine, l'un des ornements de la cour de saint Louis, avait disposé son sujet, dans la partie cosmographique de cette encyclopédie, d'après les jours de la création de la Genèse<sup>2</sup>. Vincent relève le contraste qui, dans la formation des éléments, existe entre le *fiat lux*, d'un côté, et le *congregentur aquæ ut appareat arida*, de l'autre; par cette expression *congregentur aquæ*, on doit entendre, d'après lui, une condensation de la vapeur d'eau contenue dans les couches inférieures de l'atmosphère, un rassemblement des masses condensées sur les parties de la surface terrestre situées plus bas, l'éveil d'une force qui sommeillait peut-être auparavant dans les molécules de l'eau et qu'il appelle *vis inclinativa*

1. *Quistione trattata in Verona da Dante Allighieri il Di 20. Gennajo MCCCXX intorno alla Forma del Globo terraqueo ed al Luogo rispettivamente occupato dall'Acqua e dalla Terra*; ed. Torri, Livorno, 1843, p. XLII, § XXIV.

2. *Bibliotheca Mundi, seu venerabilis viri Vincentii Burgundi ex ordine praedicatorum episcopi bellovacensis Speculum quadruplex naturale, doctrinale, morale, historiale*; in-folio, Duaci, Bellerus, 1624; lib. V, col. 307 seq.

*ad descensum*, ou, comme nous dirions aujourd'hui, la pesanteur. Toutes les eaux communiquent avec la mer, comme le sang dans le corps humain. La surface de la terre est sphérique; celle de l'eau l'est aussi.

Jusqu'à-là les idées de Vincent sont claires, et aucune différence notable d'opinion ne se fait jour chez ses successeurs. En poursuivant l'examen de la courbure de l'Océan, il en vient à considérer la rondeur de la surface de l'eau dans un verre et la forme sphérique des gouttes. Le fait que, du haut des mâts d'un navire, l'on aperçoit le rivage de plus loin que quand on est sur le pont, est pour lui une preuve de la convexité indépendante de la surface de la mer; et l'existence de sources au sommet des montagnes lui révèle que l'Océan doit occuper un niveau plus élevé que la terre ferme.

Ainsi, Vincent de Beauvais soupçonne déjà, quoique d'une manière assez vague, l'existence d'une force de cohésion ayant une certaine analogie

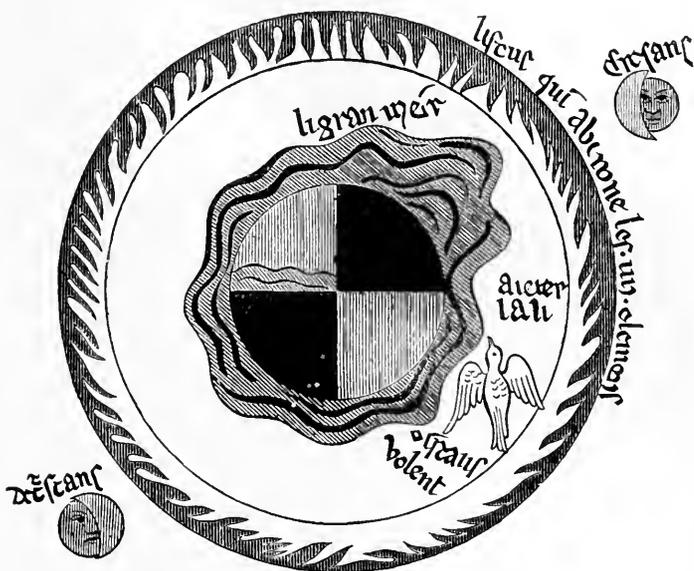


FIG. 1. — Le Ciel, la Terre et les Eaux, d'après Brunetto Latini, *Li Livres dou Tresor*, éd. Chabaille, p. 117.

avec la loi suivant laquelle se forment les gouttes d'eau; à ses yeux, cette force fait sentir son influence sur la forme de la surface de l'eau, qui par conséquent ne dépend pas seulement de l'attraction générale de l'astre, et elle en est même la cause essentielle. On pourrait presque dire qu'il nous dépeint l'Océan comme une goutte gigantesque, fixée au globe terrestre<sup>1</sup>.

D'autres penseurs, comme *Roger Bacon*, dans son curieux *Opus majus*, présenté au pape Clément IV en 1267, partent de l'unité de centre du monde et de la disposition concentrique des sphères de l'univers; cette vue, en ce qui concerne la forme de l'Océan, a trouvé

1. Op. cit., lib. VI, col. 377, cap. XII: « Quod etiam Oceanus terram cingens in verticem sit coactus. » C'est avec raison que W. Schmidt relève l'importance de ce passage et de la distinction entre la *forme propre* et la *forme de la Terre*; voir son étude: *Ueber Dante's Stellung in der Geschichte der Kosmographie*, in-8°, Graz, 1876, p. 10, note.

sa formule la plus extrême dans le passage célèbre où Bacon montre qu'une coupe peut contenir plus de vin à la cave qu'au cabaret : Tous les points de la surface d'un liquide, dit-il, sont également éloignés du centre de la Terre : toute surface de ce genre représente donc une portion de surface sphérique ; plus on se rapproche du centre, et plus le rayon de courbure diminue, plus augmente, par conséquent, le relèvement au-dessus des bords du vase<sup>1</sup>.

Néanmoins, l'idée que la sphère océanique possède une forme propre se répandit de plus en plus : la surélévation des mers par rapport aux continents passait pour un fait incontestable et facile à vérifier, et beaucoup d'auteurs parlaient d'une « arête » particulière de l'Océan<sup>2</sup>. De ce nombre se trouvait *Brunetto Latini*, ce maître qui avait enseigné à Dante « par quels efforts l'homme s'immortalise<sup>3</sup> ». Homme d'État éminent, Brunetto, après la défaite infligée aux Florentins par Manfred près de Monte Aperti, en 1260, avait été exilé en France ; il y resta jusqu'en 1267, date de la mort de Manfred à la bataille de Bénévent. C'est pendant cette période qu'il rédigea son grand ouvrage, intitulé : *li Livres dou Tresor* ; se basant, en particulier, sur la grande hauteur de certaines sources, il y enseigne, de même, que la mer est plus élevée que la terre<sup>4</sup>. Mais avec les années, l'intuition du naturaliste a fini par entrer en conflit, chez Dante, avec les vues de son maître vénéré, et c'est pour cela, sans doute, que dans son traité *De aqua et terra*, il ne cite pas le nom d'un de ses adversaires<sup>5</sup>.

Dante commence par énumérer les arguments de ses contradicteurs, et il montre que deux alternatives sont seules possibles : il peut y avoir soit excentricité de la masse liquide tout entière, soit surélévation locale d'une partie des eaux. Dante déclare l'une et l'autre hypothèse inadmissibles. Si la masse de l'Océan était excentrique, il en résulterait que l'eau possède la faculté de couler tantôt de haut en bas et tantôt de bas en haut. Soient comme centres

1. *Fratris Rogeri Bacon, ordinis minorum, Opus Majus ad Clementem IV, Pontificem Romanum*; ed. S. Jebb, in-folio, Londini, 1733, p. 97, cap. X.

[2. L'histoire de cette doctrine a été exposée par E. Wisotzki, *Zeitströmungen in der Geographie*, in-8°, Leipzig, 1897, p. 39-57.]

3. *Inferno*, cant. XV, v. 82-85.

4. Brunetto Latini, *Li Livres dou Tresor*, publié par P. Chabaille (Collection de Documents inédits sur l'Histoire de France, publiée par les soins du Ministre de l'Instruction publique), in-4°, Paris, 1863. Voir surtout le livre I, chap. CVI, p. 114-116, et p. 169 : « et Mauritaine fenit en haute mer de Egipte; et commence cele de Libe, où il a trop fieres merveilles; car la mer i est assez plus haute que la terre, et se retient dedanz ses marges en tele maniere que ele ne chiet ne ne decourt sor la terre. »

5. *Inferno*, cant. XV, v. 119, 120 : « Sieti raccomandato il mio Tesoro, Nel quale io vivo ancora... »

les deux points A et B, supposés distincts (fig. 2) : une motte de terre et une masse d'eau qui, du point Z, tomberaient sur le sol devraient diverger suivant deux directions différentes; or la pesanteur est une propriété commune à tous les corps.

Pour la même raison, le gonflement local de l'Océan est une impossibilité, car, si le fait venait à se produire, les flots devraient immédiatement s'écouler dans toutes les directions.

Ainsi, l'Océan est concentrique à la terre, et tous les points de sa surface sont également éloignés du centre commun. Si les rivages des continents et les continents eux-mêmes font néanmoins saillie au-dessus des mers, c'est donc que ces parties du globe sont plus élevées que l'Océan. La terre domine l'Océan en vertu de certains soulèvements particuliers de sa masse, et non par suite d'une excentricité, car la limite du sol émergé serait alors un cercle, et tel n'est pas le cas.

Il existe donc réellement un soulèvement de la terre, et l'on doit rechercher quelle en est la cause. « Dico igitur, poursuit Dante, quod causa hujus elevationis efficiens non potest esse terra ipsa; quia

quum elevari, sit quoddam ferri sursum; et ferri sursum, sit contra naturam terræ<sup>1</sup>. » *La terre ne peut pas se soulever elle-même; l'eau, le feu ou l'air ne sauraient être davantage la cause du phénomène, c'est donc seulement dans le ciel qu'il convient de chercher l'origine de cette force ascensionnelle.*

Dans le ciel encore, il est évident qu'on ne saurait avoir recours aux astres errants : la lune, le soleil et les planètes; on doit donc supposer que cette force réside dans les étoiles fixes, dont l'action s'est fait sentir soit à la manière de l'aimant, soit par la production de vapeurs ascendantes. Dante se rallie ainsi à la doctrine qui avait été exposée avec beaucoup plus de développements, dès 1282, par *Ristoro d'Arezzo* : d'après cette conception, non seulement les reliefs terrestres doivent être attribués à l'influence des étoiles fixes,

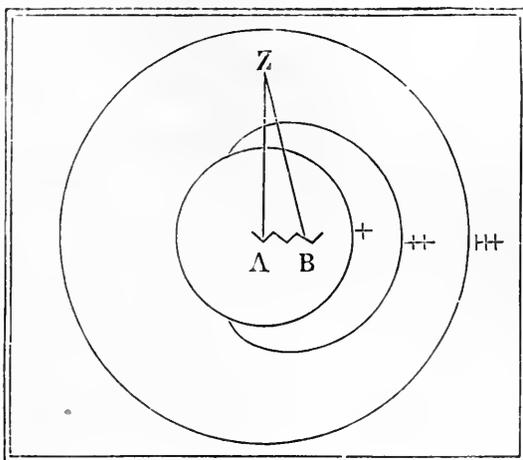


FIG. 2. — D'après Dante, *Quæstio de forma et situ aquæ et terræ*, éd. Torri, p. xxiv.

A, centre de la Terre et du Ciel; B, centre de l'Océan. + représente la Terre, ++ l'Océan, +++ le Ciel.

1. Dante, *Quistione*, etc., § XX. *De causâ efficiente elevationis Terræ*; ed. Torri, p. xxxvi.

mais la forme des montagnes et des vallées serait une sorte de miroir, reflétant à l'envers la distance variable de ces astres à la terre, comme l'empreinte d'un cachet dans la cire<sup>1</sup>.

Dante rappelle enfin, parmi d'autres raisons, que si le rivage, pour l'œil d'un marin quittant la terre, paraît s'abaisser, cela provient uniquement de la courbure générale de la sphère liquide; et il ajoute qu'on sait depuis longtemps que les sources ne sont pas alimentées par des eaux directement ascendantes<sup>2</sup>, mais bien par les vapeurs qui se condensent au sommet des montagnes<sup>3</sup>. —

Dante<sup>4</sup> mourut l'année suivante, en 1321. Hâtons-nous à travers les siècles, pour arriver à une époque où l'observation de plus en plus attentive des phénomènes naturels a fait naître cette chaîne presque ininterrompue d'opinions divergentes qui, aujourd'hui encore, n'est pas parvenue à son terme définitif.

En 1692, un jeune gentilhomme de Lorraine, *Benoist de Maillet*, était nommé consul de France en Égypte. Appelé en 1708 au poste de Livourne, et renvoyé plus tard à diverses reprises dans le Levant, il put étudier à loisir les côtes de la Méditerranée. Trouvant des indices du retrait des eaux, de Maillet en conclut que le volume des mers diminue progressivement; toutefois ses observations ne furent publiées qu'après sa mort, en 1748<sup>5</sup>.

1. Ristoro d'Arezzo, *La Composizione del Mondo, Testo italiano del 1282 pubblicato da* Eur. Narducci, in-8°, Roma, 1859, p. 79. Ristoro connaît d'ailleurs la force érosive de l'eau et l'existence de restes pétrifiés d'animaux marins; il suppose même que les tremblements de terre ont une influence sur la structure des montagnes (p. 83 et suiv.).

[2. Les textes nombreux que le Moyen âge nous a laissés sur cette hypothèse d'une communication souterraine des sources avec l'Océan ont été rassemblés par E. Wisotzki, *Zeitströmungen in der Geographie*, in-8°, Leipzig, 1897, p. 1-39.]

3. Telle était la pensée de Dante, cosmographe; comparons avec ses vers. Vincent de Beauvais consacre tout un chapitre (lib. VI, cap. VII), à la question « Quorsum iniectus lapis erit casurus, si perforatus sit terræ globus. » Elle s'arrêterait au centre, dit Vincent. — Pour beaucoup d'auteurs de cette époque, l'existence d'une matière aussi légère que le feu à l'intérieur de la Terre semblait une contradiction presque insoluble, les sphères étant d'ailleurs disposées dans l'ordre des densités. — Ajoutons à cela la conception de Jérusalem, centre du monde habitable, et les rapports du feu central avec l'Enfer. Dans sa chute, Lucifer atteint le globe terrestre aux antipodes de Jérusalem et est précipité jusqu'au centre de la Terre; *le principe du mal est alors identifié avec le principe de la pesanteur* (voir l'esquisse de l'intérieur du globe dans Philalethes, *Uebersetzung von Dante's Göttliche Komödie*, 3. Aufl., 1877, Taf. II, III).

[4. Quelques critiques regardent le *De aqua et terra* comme apocryphe et bien postérieur à l'époque où vivait Dante; voir notamment G. A. Scartazzini, *Dante-Handbuch. Einführung in das Studium des Lebens und der Schriften Dante Alighieri's*, in-8°, Leipzig, 1892, p. 370-374.]

5. *Tellamed ou Entretiens d'un philosophe indien avec un missionnaire français sur la diminution de la Mer*, etc., t. I et II, Amsterdam, 1748. Quelques bizarreries et un certain défaut de critique dans la discussion des faits relatés ont pu contribuer à laisser tomber beaucoup trop tôt dans l'oubli cet ouvrage, où l'on trouve nettement formulée

Entre temps, l'attention se tournait, en Suède, sur des faits du même genre. En 1702, le physicien *Hjärne*, ayant constaté le recul du rivage, fit entailler des repères dans un certain nombre de rochers, pour permettre d'observer les progrès du phénomène. *Em. Swedenborg* pensait que la mer s'abaisse davantage dans le Nord, moins dans le Sud, comme le montre le rapide accroissement du continent en Laponie. L'idée d'un changement de forme de l'enveloppe liquide de la planète se trouve ici nettement exprimée. Dans une lettre adressée le 21 mai 1721 à *Jacobus a Melle* (von Honig), de Lübeck, *Swedenborg* émet à titre d'hypothèse non encore démontrée, mais digne tout au moins d'être examinée, l'opinion « que les mers s'abaissent vers les pôles et (probablement) s'élèvent vers l'équateur, et que des îles autrefois séparées ont été réunies au continent grâce à cet abaissement de la mer<sup>1</sup> ».

*Swedenborg* n'a pris aucune part à la discussion qui s'éleva quelques années plus tard, dans sa patrie, sur cette question; son nom y est même à peine mentionné. Tandis que le poète italien, après avoir donné au monde les plus belles créations de son génie, cherchait encore à s'élever par l'étude des lois physiques, le naturaliste suédois s'engageait dans la route inverse. Le poète peut chercher à franchir les bornes du monde matériel : il reste roi dans le domaine du rêve; mais si le naturaliste a la même audace, son pied plus lourd est habitué au terrain solide de la science : il croit encore observer des réalités, et la vision le domine.

Dans le bassin de la Méditerranée, d'éminents ingénieurs italiens, *Manfredi* à Bologne et *Zendrini* à Venise, étaient arrivés, vers la même époque, à des résultats absolument contraires aux conclusions formulées par de Maillet. Suivant leur manière de voir, le niveau de la Méditerranée, bien loin de s'abaisser, s'élevait légèrement. La découverte d'un dallage en marbre sur l'emplacement de la basilique de Ravenne, à huit pouces au-dessous du niveau des marées; la submersion continue de certaines parties du soubassement du palais des Doges, à Venise; enfin l'état de l'église Saint-Marc, — tels étaient les faits servant de preuve au phénomène. C'est après la mort d'Eust. Manfredi que parut, en 1746, son mémoire *De aucta Maris altitudine*, où il explique le relèvement

par exemple, la théorie terripète de Bronn. A. de Quatrefages lui a rendu justice dans son livre sur *Charles Darwin et ses précurseurs français*, in-8°, Paris, 1870, p. 19-32.

1. *Epistola nobiliss. Emanuelis Svedenborgii ad. vir. celeberr. Jacobum a Melle* (*Acta Literar. Suec.* I, Upsala et Stockholm, 1721, p. 196); le même passage est reproduit dans ses *Miscellanea observationes circa Res naturales*, in-8°, Leipzig, 1722, I, p. 47.

du niveau de la mer par l'apport des matériaux solides que les fleuves amènent chaque année à la mer<sup>1</sup>.

Mais revenons à la Suède.

Nous sommes à l'automne de 1729, dans le jardin de l'Université d'Upsal : un étudiant en médecine, misérablement vêtu, y note les noms des plantes. Il est si pauvre, comme il le racontait lui-même plus tard, qu'il n'a pas assez d'argent pour faire mettre des semelles à ses souliers : force lui est donc de les remplacer par du papier pour ne pas marcher pieds nus. Ce jeune homme de vingt-deux ans est le fils du pasteur de Stenbrohult, *Linné*. Un personnage ecclésiastique de marque, *Olaf Celsius*, qui fut plus tard prévôt du chapitre d'Upsal, et qui, à l'époque dont nous parlons, se préparait à écrire une histoire des plantes de la Bible, s'adresse à notre étudiant : il le questionne sur les noms donnés par Tournefort à une foule de plantes, et, charmé de l'étendue de ses connaissances, l'emmène chez lui. Bientôt le zèle du jeune homme lui attire toutes les faveurs de Celsius et l'intime amitié de son neveu André<sup>2</sup>.

Très jeune encore, André Celsius avait visité, en 1724, les côtes du golfe de Botnie. A Huddiksvall, à Piteå, à Luleå, il avait constaté le retrait de la mer. A Tornéå, on lui montra, à sa grande surprise, que le port, construit en 1620, était déjà hors de service. Des marins lui indiquèrent des points où l'on pouvait alors à peine s'engager en canot, tandis qu'autrefois de grands navires y passaient à l'aise. Près de Langelö et dans d'autres localités, il vit, loin de la mer, des anneaux qui avaient servi jadis à amarrer des vaisseaux. De toutes ces observations, Celsius conclut à une diminution des eaux marines, au taux de 45 pouces environ (133 centimètres) par siècle.

Passons sur les quatorze années qui suivirent la rencontre de l'étudiant et du pasteur au Jardin botanique. Linné et André

1. Eust. Manfredii *De aucta maris altitudine* (De Bonon. Scient. et Art. Instituto atq. Acad. Commentarii, tom. I, pars 2, Bononia, 1746, p. 1-19). Manfredi avait fait ces observations en 1731 et mourut en 1739 (voir même recueil, tom. II, pars 1, 1745, p. 237 et suiv.). Ravenne était du reste, au témoignage de Vitruve, entièrement bâtie sur pilotis; de très bonne heure, cet état de choses devint un sujet de plaintes : c'est ce que montre un passage reproduit par Manfredi, dans lequel Sidoine Apollinaire, écrivain de la fin du cinquième siècle, appelle Ravenne un marais, où, par un renversement de toutes les lois de la nature, « muri cadunt, aquæ stant, turres fluunt, naves sedent, ægri deambulant, medici jacent, argent balnea, domicilia conflagrant, sitiunt vivi, natant sepulti. » Il résulte de là que les tombeaux plongeaient dans l'eau.

2. Afzelius, *Linné's eigenhändige Aufzeichnungen über sich selbst; aus dem Schwedischen übersetzt von K. Lappe*, in-8°, Berlin, 1826, p. 12-13.

Celsius sont devenus tous deux professeurs ordinaires à l'Université d'Upsal. Ils ont fait l'un et l'autre de grands voyages en Europe : à Bologne, Celsius a pu s'entretenir avec Manfredi; il a pris une part active à la mesure d'arc exécutée par les astronomes français dans le Nord; les deux amis sont allés en Laponie; ils jouissent l'un et l'autre de la plus haute renommée dans le monde savant. C'est alors qu'ils réunissent leurs efforts pour exposer, dans des lectures académiques, les idées de Celsius, souvent discutées et souvent combattues, sur la diminution de la mer<sup>1</sup>.

Linné prit la parole le 12 avril 1743 et Celsius le 22 juin de la même année; je m'arrêterai d'abord sur cette seconde communication, son auteur étant le plus compétent en la matière : elle peut d'ailleurs être considérée comme résumant ses vues sur ce sujet.

La thèse de Celsius est la suivante :

On doit considérer la planète sous trois états successifs : l'état d'« inondation », un état intermédiaire, et l'état de « conflagration ». Nous possédons de nombreux témoignages de l'état d'inondation, qui remonte à une époque lointaine; nous vivons dans la période transitoire, mais partout nous voyons la mer reculer, son volume diminue, et nous marchons à grands pas vers le prochain état, l'état de conflagration. C'est dans cet état de conflagration que se trouve le soleil. Les planètes se trouvent dans des phases diverses, plus ou moins voisines de la submersion ou de la combustion.

Pour compléter le tableau, Linné exprime en outre l'idée suivante :

L'Auteur de la Nature n'a pas créé d'individus nombreux, répandus sur toute la terre : à quoi eût servi, en effet, la création d'un grand nombre d'êtres, puisque le même but pouvait être atteint avec un couple unique, ou même avec un seul individu? La mer recule sans cesse, et l'étendue des terres émergées augmente continuellement. A l'origine, la terre n'était qu'une petite île, renfermant tout ce que le Créateur avait destiné à l'usage du genre humain. Cette île, — le Paradis terrestre, — on doit se la représenter comme une haute montagne située sous l'équateur; sur ses flancs, jusqu'à la cime, recouverte de neiges éternelles,

1. C. Linnaei *Oratio de Telluris habitabilis Incremento. Et Andr. Celsii Oratio de Mutationibus generalioribus quæ in Superficie Corporum Coelestium contingunt*, in-8°, Lugduni Batavorum, 1744; pour les données d'observation, voir aussi Andr. Celsius, *Anmerkung von Verminderung des Wassers in der Ostsee und dem östlichen Meere* (der kön. Schwed. Akad. d. Wiss. Abhandl. etc., auf das Jahr 1743, übers. von A. G. Kästner, V, Hamburg, 1751, p. 23-37).

toutes les espèces de végétaux trouvaient un climat approprié à leurs besoins. Le vent, les fleuves, les oiseaux, la structure particulière de certaines graines en ont facilité la dispersion, à mesure que le domaine continental s'accroissait davantage.

André Celsius mourut dès 1744, l'année même où les deux mémoires étaient imprimés à Leyde. Tandis que les inductions de Linné trouvaient partout un accueil favorable, grâce à leur accord avec les traditions bibliques, — bien que s'appuyant sur le même point de départ, les idées de Celsius, et en particulier sa prédiction d'un anéantissement prochain des êtres vivants, se heurtèrent à la plus violente opposition. Ce mouvement alla même si loin que quand l'historiographe du royaume, *Olaus Dalin*, voulut citer à l'appui des vues de Celsius certains faits puisés dans les documents historiques, la Diète suédoise condamna cette doctrine par un arrêt spécial.

Un pareil acte ne pouvait calmer l'ardeur de la lutte. De nombreux savants se rangèrent à l'opinion de Celsius; les uns cherchaient à expliquer la diminution des océans par l'évaporation dans l'espace, qui se chargerait ainsi d'humidité aux dépens de notre planète; d'autres revenaient à l'ancienne conception de Pontoppidan, reprise récemment par Saemann, et suivant laquelle l'humidité serait fixée par la solidification du globe terrestre. Dans l'autre camp, le plus notable parmi les adversaires était *Browallius*, le docte évêque d'Åbo; il faisait remarquer que l'île basse de Saltholm, près de Copenhague, existait dès 1230, et que, par conséquent, les observations recueillies par Celsius plus au Nord ne se vérifient pas au Sud. Il montra que, même dans le Nord, sur la côte finlandaise, dans le district d'Åbo et dans le Björneborg's Län, de vieux arbres se trouvaient à quelques pieds seulement au-dessus du niveau de la mer. C'est ainsi qu'à Bjernoskärgeard, par exemple, on avait abattu un arbre, âgé de 310 ans, qui n'était qu'à quatre pieds au-dessus du niveau de la mer. Je reviendrai plus loin sur ce fait très important, qui n'a jamais été contesté<sup>1</sup>.

Le livre de l'évêque Browallius fit une profonde impression, et les travaux consacrés au problème qui nous occupe devinrent plus

1. Joh. Browallius, *Betänkningar om Vattensminkning*, in-8°, Stockholm, 1755; édition allemande, publiée sous le titre de *Historische und physikalische Untersuchung der vorgegebenen Verminderung des Wassers und Vergrößerung der Erde*, etc., übersetzt von K. E. Klein, in-8°, Stockholm, 1756. [Cette version allemande a été elle-même traduite en français dans les *Mélanges d'Histoire naturelle* d'Allion Dulac, in-12, t. IV, Lyon, 1765, p. 94-184, sous le titre d'*Examen historique et physique de la prétendue diminution de l'eau, et de l'augmentation de la terre, où cette hypothèse, son origine et ses progrès sont examinés mûrement et dans toutes leurs circonstances.*]

rares. Enfin, en 1792, près de cinquante ans après les deux conférences de Celsius et de Linné, un homme qui connaissait à fond la mer Baltique, l'amiral *Nordenankar*, lança des idées nouvelles sur l'abaissement incontestable du niveau de la mer : le mémoire où sont exprimées ces vues hardies n'a malheureusement pas rencontré tout le crédit qu'il méritait<sup>1</sup>. D'après *Nordenankar*, on doit ranger la mer Baltique au nombre des lacs intérieurs dont la caractéristique fondamentale est d'occuper un niveau plus élevé que l'Océan, de même que le Mälär se trouve plus haut que la Baltique. La diminution de l'eau constitue donc un fait moins surprenant qu'on ne serait tenté de le croire tout d'abord. On ignore à quelle époque remonte la mise en communication de la Baltique avec la mer du Nord par l'Öresund et les deux Belt : c'est alors qu'a commencé l'abaissement des eaux ; on ne sait pas davantage combien il faut de temps pour que l'eau de la Baltique, par un écoulement continu ou en débordant largement, se mette en équilibre avec l'Océan : c'est alors seulement que la baisse de la nappe liquide s'arrêterait. On ne compte pas moins de deux cents fleuves qui, du continent, vont se jeter dans les diverses parties de la Baltique ; aussi le niveau de ses eaux est-il variable, suivant les années et suivant les saisons. Les vents persistants accélèrent ou retardent l'écoulement dans l'Océan, selon leur direction, et font ainsi sentir leur influence sur le niveau des eaux.

*Nordenankar* a donc eu le mérite, dans ce mémoire, de mettre pour la première fois en évidence les conditions particulières de la Baltique, ainsi que le rôle considérable des eaux douces affluentes.

Cependant, en Italie, on revenait à des idées très analogues à celles qu'avait exposées antérieurement *Swedenborg*.

Dans le premier volume des œuvres du mathématicien *Frisi*, publié à Milan en 1772, se trouve un mémoire remarquable intitulé : *De aucta et imminuta Marium Altitudine*. L'auteur tire des faits observés par Celsius et par *Manfredi* cette conclusion que dans le Nord le niveau de la mer s'abaisse, tandis qu'il se relève au contraire dans la Méditerranée. Des savants éminents avaient, il est vrai, exprimé l'opinion que le continent, en Scandinavie, est soulevé par la force d'un feu souterrain (*Runeberg*) ; mais le soulèvement de territoires aussi étendus et de chaînes de montagnes

1. Joh. Nordenankar, *Tal, om Strömgångarne i Östersjön, hållet för kongl. Vetenskaps Academiën, vid Præsidiü nedläggande, d. 18 Jan. 1792*, in-8°, Stockholm, 1792. Mon attention a été attirée sur cet écrit, devenu fort rare, par M. le Dr A. G. Nathorst et M. le bibliothécaire Dr. J. A. Ahlstrand, de Stockholm ; il en existe une traduction allemande sous ce titre : *Die Strömungen der Ostsee*.

aussi puissantes ne saurait se produire sans déterminer dans le sol des secousses violentes et continuelles, et sans que le feu souterrain apparaisse en quelques points; ces mouvements affecteraient d'ailleurs, suivant les lieux, une amplitude inégale. Frisi ajoute que, si toutes les mers communiquant librement doivent sans doute présenter la forme d'une courbe continue, l'accroissement de la vitesse de rotation doit provoquer un abaissement du niveau de la mer dans la direction des pôles. Cette accélération se fait sentir pour tout corps en voie de condensation qui se meut autour d'un axe déterminé<sup>1</sup>.

Même en Italie, des doutes s'élevèrent. *Breislak* vit les traces de la mer au temple de Sérapis, à Pouzzoles; il dut reconnaître qu'on n'avait pas trouvé d'explication satisfaisante, et exprima, dans l'édition française de ses *Voyages en Campanie*, publiée en 1801, l'idée que le continent lui-même s'était affaissé de 5 mètres pour se relever ensuite de la même quantité. Le traducteur *Pommereuil* ajoute, il est vrai : « Cette idée ressemble à une plaisanterie. C'est couper le nœud gordien parce qu'on ne peut le dénouer<sup>2</sup>. »

La théorie de Frisi fut combattue en 1802 par *Playfair*, qui invoquait principalement la récente découverte, dans les régions tropicales, de récifs coralliens situés au-dessus du niveau actuel de la mer; revenant à l'opinion plus ancienne de Lazzaro Moro, il arrivait à ce résultat que le continent, en Suède, est bien réellement en voie de soulèvement. *Playfair* insiste, d'ailleurs, sur l'absence d'observations authentiques et sur la difficulté du sujet. Ce que l'on tient pour certain aujourd'hui n'est que vues provisoires, auxquelles l'avenir apportera sans doute plus d'une modification<sup>3</sup>.

Bientôt après, *Léopold de Buch* s'engagea résolument dans la même voie. Dans les derniers jours du mois de septembre 1807, pendant son voyage en Laponie, se trouvant au sud de Torneå, le grand géologue écrivait ceci : « Il est certain que *le niveau de la mer ne peut pas s'abaisser*; l'équilibre des mers rend en effet la chose tout à fait impossible. Or, comme le phénomène même du retrait des eaux est incontestable, il n'y a pas d'autre issue, ce semble, que d'admettre

1. P. Frisii *Operum tomus I, Algebram et Geometriam analyticam continens*, in-4°, Mediolani, 1782, p. 270-276.

2. Sc. Breislak, *Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie*, trad. par le général Pommereuil, in-8°, Paris, An IX (1801), t. II, p. 170, note.

3. Ce mémoire de *Playfair* est inséré dans ses *Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth*, in-8°, Edinburgh, 1802, Note XXI : *Changes in the Apparent Level of the Sea*, p. 441-457.

que toute la Suède se soulève lentement, de Frederikshald jusque vers Åbo, et peut-être même jusqu'à Saint-Pétersbourg<sup>1</sup>. »

Une révolution des idées se prépare. La *théorie de la dessiccation*, comme on peut appeler la doctrine de De Maillet et de Celsius, commence à céder la place à la *théorie du soulèvement*, professée par Playfair et par L. de Buch.

Il serait d'ailleurs inexact de croire que la théorie de la dessiccation ait été abandonnée tout de suite. Bien au contraire, pendant un court espace de temps, elle se trouva jouir d'une plus grande popularité que jamais. C'était l'époque où, après les grandes guerres du commencement de ce siècle, des millions d'hommes attendaient la fin du monde pour le 18 juillet 1816. De même que l'individu épuisé par la disette ou par la misère est enclin à des troubles psychiques, où la tristesse, l'angoisse et de vagues pressentiments de la mort se manifestent tour à tour, — on pouvait alors mesurer l'épuisement des peuples à la force irrésistible avec laquelle l'idée d'une fin prochaine de tous les êtres s'empara de nations entières, ainsi qu'une véritable épidémie morale. Les feuilles publiques s'occupaient avec prédilection de la théorie de Celsius qui, condamnée jadis comme pessimiste, parce qu'elle annonçait la destruction des vivants, apparaissait tout à coup, au milieu de l'anxiété générale, comme la consolatrice du genre humain, auquel elle daignait encore accorder tant et tant de siècles d'existence. La date redoutée fut franchie; il y eut une courte polémique, puis l'incident tout entier disparut dans l'oubli<sup>2</sup>.

Toutefois, la théorie du soulèvement était bien loin d'avoir gagné tous les esprits. Parmi les géologues d'alors, un grand nombre, et des plus éminents, se montraient rebelles. Cuvier et Brongniart, qui avaient fait connaître l'alternance répétée de dépôts marins et de dépôts d'eau douce aux environs de Paris, ne parlent nulle part, dans leur ouvrage, d'un soulèvement ou d'un affaissement du sol. La craie, disent-ils en substance, se forme dans une *pre-*

1. L. von Buch's *Gesammelte Schriften*, herausg. von J. Ewald, J. Roth und H. Eck, in-8°, Berlin, 1870, II, p. 504. Le mémoire original parut en 1810, sous le titre de : *Reise nach Norwegen und Lappland*.

2. Seel, *Vom Welluntergange, mit Beziehung auf die verkündete Wasserabnahme der Erde*, in-8°, Frankfurt, 1817; W...n, dans la *Mainzer Zeitung* du 15 février 1817, etc. Encore au début de ce siècle, on discutait sur la cause de la diminution générale des eaux, comme s'il se fût agi d'une cause tout à fait certaine de ces phénomènes; voir notamment Poiret, *Conjectures sur les causes de la diminution des eaux de la mer* (*Journal de Physique*, LX, An XIII, p. 226-237); Patrin, *Remarques sur la diminution de la mer et sur les îles de la mer du Sud* (*Ibid.*, p. 306-323); Poiret, même recueil, LXI, An XIII, p. 17-22.

*mière mer*, celle-ci *se retire*, des dépôts d'eau douce viennent ensuite ; une autre mer, peuplée d'autres coquilles, *revient pour se retirer* encore une fois, etc. <sup>1</sup>. D'Omalius d'Halloy se servit des mêmes expressions en 1813 <sup>2</sup>, et plus tard, en 1827, quand *Constant Prévost* entreprit de combattre, devant l'Académie des Sciences, les résultats de ces études stratigraphiques, si importantes pour l'époque, il ne chercha pas davantage à s'appuyer sur la théorie du soulèvement : bien au contraire, contestant que la présence de ces formations d'eau douce dût être regardée comme un témoignage du recul de la mer, il s'efforçait d'expliquer les particularités de la succession des couches autour de Paris par un abaissement réitéré des eaux, revenant ainsi, pour des raisons d'un autre ordre et sous une forme nouvelle, à l'idée fondamentale de Celsius <sup>3</sup>.

Encore en 1822, *K. von Hoff* lui-même, le consciencieux critique qui, en Allemagne, s'était voué spécialement à l'étude de ces questions, refusait de se rallier à l'opinion de L. de Buch. Lui aussi, il pensait que l'abaissement de la mer ne peut être qu'un phénomène général et uniforme ; à ses yeux, les « idées hardies » de L. de Buch constituaient un moyen d'explication « vraiment désespéré <sup>4</sup> ».

Le mot reçut ouvertement l'approbation de *Goethe*, et à cette occasion, l'immortel écrivain dédia à von Hoff un mémoire remarquable sur le temple de Sérapis. « Qu'est-ce donc, en fin de compte, écrivait Goethe, que toute cette histoire du soulèvement des montagnes, sinon un moyen mécanique pour concéder une possibilité quelconque en se passant de la raison, ou faire admettre la réalité de n'importe quoi sans le moindre effort d'imagination ? Ce ne sont que des mots, qui ne recouvrent pas plus d'idées que d'images <sup>5</sup>. »

« La Terre ne peut pas se soulever, disait Dante, cela est contraire

1. G. Cuvier et Alex. Brongniart, *Description géologique des environs de Paris*; la partie géologique fut publiée pour la première fois en 1808 dans les Annales du Muséum [XI, p. 293-326, sous le titre d'*Essai sur la géographie minéralogique des Environs de Paris*], puis à part en 1811 [in-4°], et plus tard avec les *Ossements fossiles* de Cuvier.

2. J. B. J. d'Omalius d'Halloy, *Note sur le gisement du calcaire d'eau douce dans les départements du Cher, de l'Allier et de la Nièvre* (Journ. de Phys., LXXVII, 1813, p. 104); et ailleurs.

3. Constant Prévost, *Les Continens actuels ont-ils été, à plusieurs reprises, submergés par la mer?* (Mém. Soc. Hist. Nat. de Paris, IV, 1828, p. 249-346.)

4. K. E. A. von Hoff, *Geschichte der durch Überlieferung nachgewiesenen natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche*, in-8°, Gotha, I, 1822, p. 447; III, 1834, p. 316 et suiv.

5. Wolfgang v. Goethe, *Geologische Problemè und Versuch ihrer Auflöschung*. Le mémoire sur le temple de Sérapis porte pour titre : *Architektonisch - Naturhistorisches Problem*.

à sa nature ». Il y aurait un curieux parallèle à établir entre ces mots et ceux qu'écrivait, cinq cents ans plus tard, Wolfgang von Goethe : nul, dans l'histoire de l'esprit humain, ne s'élève au-dessus de ces deux grands hommes, et bien peu les égalent. Par une intuition du génie, ils avaient senti les difficultés du problème, sans cependant parvenir eux-mêmes à en donner une solution satisfaisante. La nécessité de résoudre cette question provoqua un retour à la théorie du soulèvement. En 1834, von Hoff lui-même se ralliait à la doctrine nouvelle du soulèvement lent des continents, cédant à l'impression des faits relatés dans de récents ouvrages et séduit par la théorie du soulèvement des volcans et des montagnes, théorie qui venait d'être développée avec tant d'éclat par Humboldt, L. de Buch et d'autres savants.

Bientôt après, la théorie du soulèvement trouvait une confirmation des plus précieuses dans les recherches de Ch. Lyell et de Ch. Darwin.

*Ch. Lyell* visita la Suède en 1834 ; il put se convaincre de l'exactitude des faits invoqués, et nota, dès le début, que les indices d'un soulèvement du sol sont bien plus nets dans le Nord que dans le Sud<sup>1</sup>. Plus tard, en se basant sur le témoignage de Nilsson, il inclinait vers l'idée que le relèvement du sol atteint sa plus grande amplitude dans la Scandinavie septentrionale, va en diminuant vers le sud, et cesse de se faire sentir à Södertelje, à quelques kilomètres au sud-ouest de Stockholm ; à partir de ce point, et jusqu'à l'extrémité sud de la péninsule, il se produirait un affaissement : l'on serait donc en présence d'un véritable mouvement de bascule, le bras méridional étant d'ailleurs beaucoup plus court que l'autre<sup>2</sup>.

Pendant les années 1832 à 1836, *Ch. Darwin* accomplissait son mémorable voyage dans l'Océan Pacifique et à travers l'Amérique du Sud. La découverte de la structure des récifs de coraux le conduisit d'abord à l'hypothèse d'un affaissement de vastes proportions, qui affecterait à l'époque actuelle la plus grande partie du lit de l'Océan Pacifique, dans la zone intertropicale. Darwin essaya même de figurer sur une carte l'extension des aires de soulèvement et d'affaissement pour l'ensemble du globe, sous ces latitudes<sup>3</sup>.

1. Ch. Lyell, *On the Proofs of a gradual Rising of the Land in certain parts of Sweden*. The Bakerian Lecture; read November 27, 1834 (Phil. Trans., 1835, part 1, p. 1-38).

2. Voir la 11<sup>e</sup> éd. des *Principles of Geology*, 1872, II, p. 190.

3. Ch. Darwin, *The Structure and Distribution of Coral Reefs*, 1<sup>re</sup> éd., in-8°, 3 cartes, London, 1842.

D'autre part, l'exploration des côtes de l'Amérique du Sud mettait en lumière un soulèvement de toute la partie australe de ce continent, jusqu'aux environs du 30<sup>e</sup> parallèle; Darwin estimait, d'ailleurs, que ce soulèvement avait dû être *intermittent*, si l'on en juge par la disposition en terrasses successives des vestiges laissés par la mer<sup>1</sup>.

Mais l'étendue extraordinaire du phénomène dans l'espace et son allure intermittente commençaient à faire naître de nouveaux doutes. L'argument considéré comme décisif quand la théorie du soulèvement avait pris naissance, c'était, on ne doit pas l'oublier, l'amplitude variable, suivant les lieux, des changements de niveau subis par les rivages; or, le champ de la démonstration commençait à dépasser le cadre trop étroit des hypothèses.

*Bravais* avait annoncé que dans l'Altenfjord, près de Hammerfest, deux terrasses n'étaient pas horizontales, la pente de la terrasse supérieure étant plus forte que celle de l'autre; cette donnée même ne parut point suffisante pour maintenir en faveur la théorie du soulèvement. *Élie de Beaumont*, dans un rapport détaillé, avait bien cru pouvoir en conclure à une relation entre le soulèvement de la chaîne scandinave et l'émersion des terrasses littorales; mais, dans le même document, il démontrait la généralité du phénomène des terrasses dans tout le Nord de l'Europe, — ce qui, du même coup, détruisait cette hypothèse. On a d'ailleurs constaté depuis que les observations de *Bravais* étaient inexactes: dans les environs de Hammerfest, les terrasses se montrent aussi rigoureusement parallèles au niveau actuel de la mer que dans tout le reste de la Norvège, et il est probable que *Bravais* a rapporté à une même ligne de mesure des fragments de terrasses qui, en réalité, sont distinctes<sup>2</sup>.

La « Commission scientifique du Nord », dont *Bravais* faisait partie, comprenait en outre, comme géologues, *Durocher* et *Eugène Robert*. Tandis que l'on réservait partout le meilleur accueil au

1. *Geological Observations on South America*, in-8°, London, 1846, p. 26 et *passim*.

2. *Rapport sur un Mémoire de M. A. Bravais relatif aux lignes d'ancien niveau de la mer dans le Finmark*; M. *Élie de Beaumont*, rapporteur (C. R. Acad. Sc., XV, 1842, p. 817-849). Contre ces observations, il suffit de renvoyer, parmi les documents récents: à Th. *Kjerulf*, *Einige Chronometer der Geologie*. Aus dem Norwegischen übersetzt von R. *Lehmann* (Samml. gemeinverständl. Vorträge, von *Virchow* und *Holtzendorff*, XV. Serie, Heft 352/353, in-8°, Berlin, 1880, p. 14), et surtout à K. *Pettersen*, *Terrasser og gamle strandlinjer*, 3. bidrag (Tromsø Museum's Aarshefter, III, 1880, p. 815-822). Il semble que H. von *Dechen* n'ait pas encore eu connaissance de cet écrit, lorsqu'il fit une communication sur le même sujet à la Société des Sciences naturelles et médicales de Bonn, le 8 novembre 1880.

rapport de Bravais, dont les conclusions s'harmonisaient si bien avec les idées de l'époque, — ce qui ne les empêchait pas d'être inexactes, comme on le vit plus tard, — l'exposé si précieux et si complet des faits dû à Eugène Robert fut à peine remarqué. Ce travail avait été présenté en 1844 à l'Académie des Sciences<sup>1</sup>. Il montre pour la première fois l'extension du phénomène dans toutes les régions du Nord; et, bien que l'auteur n'ait osé nulle part tirer de ses recherches les conclusions qui s'en dégagent, en dernière analyse, il est facile de reconnaître que le peu de solidité de la doctrine courante ne lui avait pas échappé.

A la fin de son mémoire, Eugène Robert formule les résultats suivants:

1° Les traces d'anciens rivages ne paraissent pas être uniformément répandues sur le globe; elles semblent rares dans l'hémisphère austral;

2° Ces mêmes traces paraissent devoir être d'autant plus communes qu'on s'approche davantage des pôles, ce qui n'est peut-être que spécieux, attendu qu'on les remarque précisément là où l'espèce humaine, rare et privée de nos grandes ressources industrielles, a, jusqu'à présent, peu modifié la surface du pays qu'elle a choisi pour s'y établir;

3° Ces traces sont aussi d'autant mieux caractérisées qu'on s'éloigne davantage de l'équateur, — ce qui tient sans doute, d'après Robert, à ce que la dégradation des roches, sous l'influence de l'atmosphère et de la végétation, est moins active dans les régions arctiques que dans les pays chauds et humides;

4° Les traces qui offrent le moins de prise à la contestation paraissent avoir atteint vers le N. leur maximum d'altitude (162 à 195 m.)<sup>2</sup>.

Ce travail d'Eugène Robert, qui aurait pu exercer une influence féconde, est resté peu connu. Néanmoins, la grande généralité du phénomène des terrasses devenait de plus en plus manifeste, et les hommes qui se consacraient spécialement à leur étude pouvaient,

1. E. Robert, *Recueil d'observations ou recherches géologiques tendant à prouver, sinon que la mer a baissé et baisse encore de niveau sur tout le globe, notamment dans l'hémisphère nord, du moins que le phénomène de soulèvement, depuis l'époque où il a donné naissance aux grandes chaînes de montagnes, n'a plus guère continué à se manifester que d'une manière lente et graduelle* (C. R. Acad. Sc., XIX, 30 juillet 1844, p. 265-267).

2. *Voyages de la Commission scientifique du Nord en Scandinavie, en Laponie, au Spitzberg et aux Féroë pendant les années 1838, 1839 et 1840, sur la corvette « La Recherche », publiés sous la direction de Paul Gaimard; E. Robert, Géologie, vol. X, p. 194-195.*

moins encore que d'autres, réprimer les doutes que leur inspirait l'ancienne théorie du soulèvement.

En 1848, *R. Chambers* publiait un livre fort instructif sur les anciens rivages, où il passait en revue les terrasses de l'Amérique du Nord, de la Grande-Bretagne, de la France et de la Norvège. Chambers insiste sur le fait qu'aucun soulèvement constaté à l'époque actuelle ne s'étend sur une aire comparable, même de loin, à celle où l'on observe des terrasses. « La récession, l'accession et la récession itérative des eaux, dit-il, qui sont indiquées ici (il s'agit de l'Angleterre), ne prouvent pas nécessairement qu'il y ait eu autant de soulèvements et d'affaissements successifs de notre île : on peut très bien expliquer ces faits en supposant qu'une partie du fond de la mer située à une grande distance se soit soulevée ou affaissée tour à tour. Il est possible que les submersions de forêts ou les affouillements de nos côtes, familiers à tous les géologues anglais, aient été déterminés par quelque cause latente de ce genre. Pour mon compte, tout au moins, en présence de l'allure si uniforme des terrasses qui entourent les côtes, dans les îles Britanniques, il me paraît bien difficile d'admettre des affaissements partiels du sol, car, alors, des déviations par rapport à l'horizontale se feraient certainement sentir, ce qui n'est pas le cas, je puis le certifier <sup>1</sup>. »

Chambers, repoussant pour ces motifs une explication locale, émet l'idée que l'affaissement d'ensemble des régions à îles coralliennes, dans la zone intertropicale, doit provoquer un écoulement des eaux des pôles vers l'équateur. C'est là, à ma connaissance, la première tentative qui ait été faite pour montrer qu'il existe un rapport de cause à effet entre la formation des atolls sous les tropiques et la formation des terrasses sous les hautes latitudes.

La même année (1848) parut une description des terrasses des côtes du Chili, par *Domeyko*. L'auteur n'hésitait pas à les comparer aux terrasses de Norvège. Bien que Bravais eût indiqué, dans ce pays, des déviations sensibles par rapport à l'horizontale, et quoique les traces du séjour tardif de la mer se présentassent à des hauteurs très différentes dans des points aussi éloignés que Coquimbo d'une part et l'Altenfjord de l'autre, le nombre de ces anciennes lignes de rivage n'en était pas moins, dans les deux cas, assez limité. On devait donc supposer que les phénomènes de ce genre ne dépendent nullement de causes locales, mais qu'ils se

1. *R. Chambers, Ancient Sea-Margins, as Memorials of Changes in the relative Level of Land and Sea*, in-8°, Edinburgh and London, 1848, p. 320.

rattachent bien plutôt à des circonstances qui influent sur les grandes révolutions du globe et qui affectent simultanément les deux hémisphères<sup>1</sup>.

L'année suivante, en 1849, *Dana*, qui venait d'achever ses grands voyages dans la partie septentrionale de l'Océan Pacifique, exprime l'idée que le soulèvement maximum se produit vers le pôle nord, et que le mouvement inverse a lieu dans la direction de l'équateur<sup>2</sup>.

Cependant, tandis que la théorie du soulèvement ne parvenait pas à trouver, dans l'extension des connaissances sur la nature de ces phénomènes, un point d'appui plus solide, une autre école, animée de tendances nouvelles, posait résolument le problème de l'invariabilité des conditions d'équilibre des mers. Des causes bien différentes, susceptibles d'amener des modifications dans la forme générale de la surface des mers, ont été invoquées tour à tour; dans toutes, néanmoins, la pesanteur joue un rôle essentiel. Aussi désignerai-je l'ensemble de ces conceptions, en étendant un peu le sens du terme dont se servait J. Croll, sous le nom de *théories basées sur la gravitation*.

La controverse entre Dante et ses adversaires roulait précisément sur un problème de gravitation. Les vues de Swedenborg rentrent dans la même catégorie. Plus tard, quand régnait la théorie de Halley, — d'après laquelle il y aurait à l'intérieur du globe, supposé creux, une *terella*, animée d'un mouvement indépendant, et déterminant le déplacement des pôles magnétiques, — *L. Bertrand* supposa que l'immersion ou l'émersion des diverses parties de la surface terrestre dépendait de la situation de cette sphère interne, dans chaque cas particulier<sup>3</sup>. En 1804, *Wrede* partit de l'hypothèse que le centre de gravité du globe ne coïncide pas nécessairement avec son centre de figure, et que sa position se modifie par suite du transport des sédiments et sous l'influence d'un grand nombre d'autres causes. Or, la hauteur de la mer en dépendrait<sup>4</sup>.

1. Domeyko, *Mémoire sur le terrain tertiaire et les lignes d'ancien niveau de l'Océan du Sud, aux environs de Coquimbo, Chili* (Annales des Mines, 4<sup>e</sup> sér., XIV, 1848, p. 153-162).

2. J. D. Dana, in Wilkes, *United States Exploring Expedition*, X, 1849, p. 670, 677.

3. L. Bertrand, *Renouvellemens périodiques des Continens terrestres*, in-8°, Paris, An VIII, p. 274-300.

4. E. F. Wrede, *Geognostische Untersuchungen über die südbaltischen Länder, besonders über das untere Odergebiet, nebst einer Betrachtung über die allmähliche Veränderung des Wasserstandes auf der nördl. Halbkugel der Erde und deren physischen Ursachen*, in-8°, Berlin, 1804.

Nous rattachons ces vues diverses au groupe des théories basées sur la gravitation, de même que les importants travaux d'*Adhémar*.

Bertrand et Wrede cherchaient la source des modifications à l'intérieur du globe ou à sa surface, Adhémar, au contraire, croyait la trouver au dehors, dans les rapports de la Terre avec les autres corps célestes. Son système suit donc à peu près la voie qui a conduit à l'explication des marées.

C'est en 1842 que parut le premier exposé de cette doctrine, dont voici les traits essentiels<sup>1</sup> :

La chaleur propre des planètes ne joue aucun rôle appréciable sur la température de leur surface et peut être considérée comme invariable. La chaleur que nous sentons est presque exclusivement d'origine solaire. Chaque point ne reçoit cette chaleur solaire que pendant le jour; pendant la nuit, elle est restituée à l'espace par le rayonnement, et quand le jour et la nuit ont une durée égale, l'échauffement diurne et le refroidissement nocturne se compensent. La durée du jour est ainsi l'un des éléments essentiels qui déterminent la température d'un lieu. En un an, le pôle sud a 168 heures de nuit de plus, à peu près, que d'heures de jour; recevant moins longtemps les rayons solaires, il est plus froid, et les conditions y sont bien plus favorables au développement des glaces que dans les régions qui entourent le pôle nord, où il y a environ 168 heures de jour de plus que d'heures de nuit. Cet état de choses dépend de la position de la Terre par rapport au Soleil et de son mouvement. Grâce à la précession des équinoxes, l'égalité des jours et des nuits se reproduit pour nous au même point de l'orbite terrestre au bout de 25 900 ans, ou mieux de 21 000 ans environ, si l'on tient compte du déplacement simultané du périhélie. Par conséquent, tandis que la somme du printemps et de l'été est actuellement, pour nous, plus longue de quelques jours que la somme de l'automne et de l'hiver, — au bout de la moitié de cette période, c'est-à-dire dans 10 500 ans, c'est exactement le contraire qui se produira. L'égalité des jours et des nuits a coïncidé avec le périhélie en l'an 1248 de notre ère; depuis lors, l'hémisphère nord se refroidit et l'hémisphère sud se réchauffe. Jusqu'en 1248, ces conditions ont déterminé un accroissement constant de la calotte de glace qui entoure le pôle antarctique; par suite de la formation de cette calotte, le centre de gravité de la planète se déplaçait et les

1. J. Adhémar, *Révolutions de la Mer*, in-8°, Paris, 1842.

océans se trouvaient entraînés vers le sud. Ainsi s'explique la plus grande étendue des mers australes, qui contraste avec la prédominance des continents dans l'hémisphère nord. Dans 40500 ans, c'est-à-dire vers l'an 41748 de notre ère, le même état de refroidissement et de submersion maximum sera réalisé pour le pôle nord.

Ainsi donc, le mouvement planétaire déterminerait *un déplacement périodique de la calotte de glace d'un pôle à l'autre*, phénomène qui serait accompagné d'une submersion de l'hémisphère correspondant.

Il y a lieu toutefois de faire remarquer que le témoignage de l'histoire est en contradiction avec ces résultats. Car si l'hémisphère nord se refroidit réellement depuis 4248, si, par conséquent, sa calotte de glace est en voie d'accroissement, on devrait constater sur les rivages des mers arctiques un relèvement des eaux très sensible, puisque la dix-septième partie environ de la période qui nous sépare du maximum est déjà écoulée, — et tel n'est point le cas. Adhémar a senti cette contradiction et a essayé d'y répondre en supposant qu'il fallait un temps considérable aux glaces antarctiques pour disparaître, ou même qu'une compensation subite pouvait se produire dès que le centre de gravité franchit le plan de l'équateur. Peut-être convenait-il d'attribuer le phénomène baltique à des circonstances locales.

Malgré ces côtés faibles, et d'autres qu'il serait facile d'indiquer, l'ouvrage d'Adhémar n'en a pas moins exercé une influence des plus fécondes; c'est, en effet, la première tentative sérieuse qui ait été faite pour expliquer à la fois trois grands phénomènes : la prédominance des mers dans l'hémisphère austral, le retour périodique des époques glaciaires, le caractère général et continu des déplacements des lignes de rivage. *Croll* en Angleterre, *Schmick* en Allemagne, ainsi que divers autres auteurs, ont précisé et rectifié sur quelques points les idées d'Adhémar, mais en s'appuyant toujours sur le principe fondamental d'un relèvement des mers qui se produirait alternativement aux deux pôles. Par contre, des météorologistes éminents, et en particulier *A. Woeikof*, ont affirmé que les conditions servant de point de départ à la théorie d'Adhémar et de ses successeurs ne sauraient, en aucune manière, donner lieu à des modifications de climat aussi profondes<sup>1</sup>.

1. J. Croll, *Climate and Time in Their Geological Relations, a Theory of Secular Changes of the Earth's Climate*, in-8°, London, 1875 [2<sup>e</sup> ed., Edinburgh, 1885]. Cet ouvrage avait été précédé, depuis 1864, par une série de mémoires, dont un grand nombre

Tout système appartenant au groupe des théories basées sur la gravitation suppose que la somme des observations relatives à l'occurrence de ces oscillations dans les diverses parties du monde, après avoir éliminé celles qui sont erronées ou douteuses, peut se résumer dans une formule simple; en d'autres termes, qu'il existe des aires vastes et continues d'exhaussement ou de dépression, disposées, par rapport à l'axe de rotation du globe, suivant une loi facile à reconnaître. Si, au contraire, on arrive à démontrer que le phénomène se présente d'une manière sporadique et n'obéit à aucune règle apparente, il est clair que la cause ne saurait en être cherchée dans des changements de forme de la mer : toute tentative d'explication rentrant dans cet ordre d'idées devrait être écartée, et, en dépit de toutes les objections, il faudrait en revenir à l'hypothèse de mouvements de l'écorce solide.

Il ne manque pas d'essais de ce genre, destinés à figurer la répartition dans l'espace de ces prétendues oscillations « séculaires ». Nous en possédons plusieurs, dus à *Reclus*<sup>1</sup>, à *Peschel*<sup>2</sup>, à *Hahn*<sup>3</sup>, à *Issel*<sup>4</sup> et à d'autres géographes; *G. R. Credner* a également publié un planisphère portant des indications analogues<sup>5</sup>.

ont paru dans le *Philosophical Magazine*. Parmi les mémoires postérieurs [réunis en 1 vol. en 1883 sous le titre de *Discussions on Climate and Cosmology*], je me contenterai de citer : *On the Physical Cause of the Submergence and Emergence of the Land during the Glacial Epoch* (Geol. Mag., Dec. 2, I, 1874, p. 306-314, 346-353). — Voir aussi Schmick, *Die Umsetzung der Meere und die Eiszeiten der Halbkugeln der Erde, ihre Ursachen und Perioden*, in-8°, Köln, 1869; *Das Fluthphänomen und sein Zusammenhang mit den säcularen Schwankungen des Seespiegels*, in-8°, Leipzig, 1874; *Die Aralo-Kaspi-Niederung und ihre Befunde im Lichte der Lehre von den säcularen Schwankungen des Seespiegels und der Wärmezonnen*, in-8°, Leipzig, 1874. Pour la théorie contraire, voir en particulier Pilar, *Ein Beitrag zur Frage über die Ursachen der Eiszeiten*, in-8°, Agram, 1876. Parmi les écrits où se trouvent développées des idées plus ou moins analogues, basées sur la même application de la théorie de la gravitation, je signalerai encore : Le Hon, *Périodicité des grands Déluges*, in-8°, Bruxelles, 1858 [2<sup>e</sup> éd., 1861]; J. Carret, *Le Déplacement polaire, preuves de la variation de l'axe terrestre*, in-12, Paris-Chambéry, 1877; Péroche, *Les Phénomènes glaciaires et torrides, causes auxquelles doivent être attribuées la précession des équinoxes et les oscillations polaires*, in-8°, Paris, 1877 [Extr. des Mém. de la Soc. des Lettres, Sc. et Arts de Bar-le-Duc, VI, 1876, 31 p.]. — Pour une réfutation de ces hypothèses, voir A. Woeikof, *Einige Betrachtungen über die Schmick'sche Theorie der Umsetzung der Meere und Wechsel der Eiszeiten, namentlich ihre klimatologische Seite* (Mittheil. k. k. Geogr. Ges. Wien, XXV, 1882, p. 356-369); et Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XXXI, 1886, p. 161-178.

1. Reclus, *La Terre*, 3<sup>e</sup> éd., I, 1874, p. 709-767 (voir la petite carte, pl. XXIV); et *Revue des Deux Mondes*, 1<sup>er</sup> janvier 1865.

2. O. Peschel, *Neue Probleme der vergleichenden Erdkunde*, 2. Aufl., 1876, p. 97-114.

3. F. G. Hahn, *Untersuchungen über das Aufsteigen und Sinken der Küsten*, in-8°, Leipzig, 1879.

4. A. Issel, *Le Oscillazioni lente del Suolo o Bradisismi, Saggio di Geologia Storica*, gr. in-8°, Genova, 1883.

5. G. R. Credner, *Die Deltas, ihre Morphologie, geographische Verbreitung und Entstehungs-Bedingungen* (Petermann's Mittheil., Ergänzungsheft No. 56, 1878, Taf. III).

Ces tentatives n'ont pas abouti à des résultats simples, susceptibles d'être exprimés sous la forme d'une loi. Tous les auteurs dont le nom vient d'être mentionné signalent des soulèvements et des affaissements sous les latitudes les plus diverses, et souvent même des mouvements de sens contraire dans des régions très rapprochées.

Il en est autrement pour l'enquête instituée par *H. H. Howorth*. Dans un grand nombre d'écrits, publiés depuis 1871, cet auteur, en se maintenant toujours sur le terrain de la théorie du soulèvement, s'est efforcé de montrer que toutes les terres voisines des deux pôles s'exhaussent. Sa conclusion finale est qu'il s'agit d'une véritable déformation de la planète : le globe terrestre se rétrécirait progressivement dans la zone équatoriale, tandis que les maxima de la convexité croissante coïncideraient probablement avec les pôles magnétiques<sup>1</sup>.

Howorth ne paraît pas s'être aperçu, et la chose est singulière, que ses conclusions, si elles venaient à être confirmées, ébranleraient du même coup le principe fondamental de la théorie du soulèvement; car, alors, en effet, il y aurait lieu de se demander si un phénomène d'une pareille généralité ne serait pas dû à un changement de forme de la surface des mers. On doit convenir, d'ailleurs, que les données positives sont assez défectueuses chez Howorth, et que bien des observations contradictoires restent inexplicables; d'autre part, il faut signaler le fait que *Th. Belt*, en partant de considérations d'un tout autre ordre, empruntées à la distribution géographique des êtres organisés à l'époque actuelle, est arrivé, d'une manière absolument indépendante, à un résultat identique au précédent<sup>2</sup>.

Belt soutient que depuis l'époque quaternaire, il se produit un

[Voir aussi la pl. XVI des *Grundzüge der Physischen Erdkunde* de A. Supan, 2. Aufl., in-8°, Leipzig, 1896.]

1. Je trouve l'affirmation de Howorth, que toutes les terres situées autour du pôle Nord se soulèvent, et d'une quantité d'autant plus grande que l'on se rapproche davantage du pôle, exprimée pour la première fois dans le numéro du 28 décembre 1871 du journal anglais *Nature*, V, p. 162-163; cette thèse est exposée avec plus de détails dans le mémoire du même auteur : *Recent Elevations of the Earth's Surface in the Northern Circumpolar Regions* (Journ. R. Geogr. Soc., XLIII, 1873, p. 240-263). Les données relatives à l'hémisphère austral se trouvent dans *Nature*, V, 28 mars 1872, p. 420-422, et les conclusions les plus importantes dans *Nature*, IX, 15 janvier 1874, p. 201-202. — J. J. Murphy dit déjà, dans le même recueil, V, 18 janvier 1872, p. 225, que les terres australes s'élèvent également, et que par conséquent l'équateur se rétrécit; voir aussi G. Hamilton, *ibid.*, 25 janvier 1872, p. 242, et Murphy, 8 février 1872, p. 285.

2. *Th. Belt*, *The Naturalist in Nicaragua*, in-8°, London, 1874, p. 263-274. Voir aussi : *The Glacial Period in the Southern Hemisphere* (Quart. Journ. of Science, VII, July, 1877, p. 326-353).

appel des eaux vers l'équateur. La diversité des coquilles marines de part et d'autre de l'isthme de Panama; l'identité des coquilles terrestres des Antilles septentrionales jusqu'à Porto-Rico avec celles de l'Amérique centrale et du Mexique, et de celles des Antilles méridionales soit avec les espèces du Vénézuéla, soit avec celles de la Guyane; les faits de distribution géographique bien connus que présente l'archipel malais; les statues colossales de l'île de Pâques, — telles sont, à ses yeux, les preuves de ce relèvement continu des mers équinoxiales; quant à la cause du phénomène, Belt croit la trouver dans la formation périodique et simultanée des calottes de glace aux deux pôles, laquelle résulterait de changements dans l'obliquité de l'écliptique.

En somme, dans ces deux hypothèses : le rétrécissement du globe terrestre à l'équateur, imaginé par Howorth, et le gonflement des mers à l'équateur, invoqué par Belt, il n'y a que deux manières différentes d'exprimer une conception identique.

Or, cette conception, c'est précisément celle qui, appuyée de motifs très divers, a été formulée il y a longtemps déjà par Swedenborg, puis par Frisi, et plus récemment par R. Chambers. Elle suppose un arrangement à peu près *symétrique* et concordant des aires d'exhaussement et de dépression des deux côtés de l'équateur, tandis que dans l'hypothèse d'Adhémar et de ses disciples, les oscillations qui se produisent de part et d'autre de l'équateur doivent être en sens inverse, c'est-à-dire *complémentaires*.

La littérature contemporaine montre que, aujourd'hui encore, les avis sont très partagés, au sujet de cet important problème.

Howorth et Belt, comme nous venons de le voir, ont été conduits par des voies diverses à l'idée dont il vient d'être question, celle d'un déplacement symétrique des masses d'eau des deux côtés de l'équateur.

On peut constater que plusieurs observateurs dont les travaux sont justement estimés penchent manifestement vers ce groupe de conceptions. Je citerai en particulier *Julius von Haast*, qui a fait connaître les anciens rivages de la Nouvelle-Zélande<sup>1</sup>, et *Warren Upham*, à qui l'on doit l'étude des alluvions récentes du New Hampshire<sup>2</sup>. *N. S. Shaler* a déclaré, en 1874, que les théories d'Adhémar et de Croll lui semblaient fort improbables, tous les

1. Jul. von Haast, *Geology of the Provinces of Canterbury and Westland, New Zealand*, in-8°, 1879, p. 381.

2. Warren Upham in Hitchcock, *Geology of New Hampshire*, in-8°, 1878, III, p. 329 et suiv.

faits connus parlant en faveur de la simultanéité des périodes froides aux deux pôles ; mais il a exprimé en même temps sa conviction que ce n'en est pas moins la mer, et non la terre, qui représente l'élément mobile<sup>1</sup>.

La théorie d'Adhémar, qui repose sur l'hypothèse d'une accumulation dissymétrique des mers, a néanmoins trouvé en Angleterre, sous la forme perfectionnée qu'elle a reçue de Croll, de nombreux partisans. *Ch. Darwin*, *Geikie* et beaucoup d'autres savants s'y sont ralliés sans réserve, dans ces dernières années ; toutefois, dans la majorité des cas, c'est plutôt aux modifications de climat qu'aux changements de niveau des mers que la théorie en question a été appliquée.

*Ch. Lyell*, au cours de sa longue carrière, si fructueuse pour notre science, s'est toujours montré l'ardent adversaire de l'hypothèse du soulèvement des montagnes volcaniques, c'est-à-dire de la théorie des « cratères de soulèvement », et le partisan non moins convaincu et non moins influent de la doctrine des oscillations séculaires des continents. Il ne s'est jamais prononcé d'une manière aussi catégorique au sujet de la formation des chaînes des montagnes. Dans les dernières éditions de ses *Principles of Geology*, toutes les idées anciennes sur les mouvements des continents et toutes les preuves invoquées à l'appui sont maintenues, et cependant la théorie de Croll n'en est pas moins célébrée comme révélant une *vera causa*, négligée jusqu'alors, de certaines oscillations du niveau des océans<sup>2</sup>.

Aujourd'hui encore, la théorie du soulèvement s'appuie sur l'inégalité prétendue des mouvements dans des localités voisines, et sur le mouvement de bascule qu'éprouveraient des régions entières, comme la Suède et le Groenland. Malgré les attaques de quelques physiiciens, dirigées surtout contre le vague dans lequel reste enveloppée la notion de la force extraordinaire qui soulèverait ou abaisserait des portions étendues de la surface terrestre, la théorie du soulèvement est restée jusqu'à ce jour, surtout chez

1. N. S. Shaler, *Notes on some of the Phenomena of Elevation and Subsidence of the Continents* (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XVII, 1874, p. 288-292). Des symptômes analogues d'un retour à la conception de la variabilité du niveau de la mer se remarquent également dans certaines publications hydrographiques, par exemple chez E. Stahlberger, *Ueber Seespiegelschwankungen* (Mittheil. k. k. Geogr. Ges. Wien, XVII, 1874, p. 58-66).

2. Lyell, *Principles of Geology*, 11<sup>th</sup> ed., London, 1872, I, p. 279. L'Introduction placée en tête de cette édition permet d'apprécier nettement le point de vue de Lyell à l'égard de ce problème : la théorie de Croll, basée sur l'attraction, est adoptée, sans que l'auteur lui attribue une aussi grande influence sur le climat que d'autres savants.

les géologues stratigraphes, la doctrine en quelque sorte officielle : encore aujourd'hui, c'est à cette hypothèse que l'on a recours, exactement comme il y a cinquante ans, pour expliquer les transgressions et les lacunes de la série des terrains<sup>1</sup>.

L'hypothèse de Wrede, d'un déplacement du centre de gravité des parties solides du globe sous l'influence du transport des sédiments, a été reprise récemment par *G. Jäger*<sup>2</sup>.

*H. Trautschold* s'est fait une conviction en étudiant la nature et la distribution des terrains sédimentaires; dans de nombreux écrits, il n'a cessé d'affirmer, à l'encontre de l'opinion dominante, que les mouvements séculaires des continents de bas en haut ou de haut en bas ne sont pas réels<sup>3</sup>.

Cette profonde divergence de vues sur une question aussi importante pour notre science m'a engagé à soumettre à un nouvel examen l'ensemble des observations positives recueillies jusqu'à ce jour. Je me suis senti d'autant plus porté à entreprendre cette étude critique que, me fiant aux doctrines de maîtres vénérés, j'avais moi-même essayé, il y a quelques années, dans un ouvrage sur la formation des Alpes, de mettre les vues nouvelles sur l'origine des chaînes de montagnes en harmonie avec ces doctrines : à cette époque, en effet, je proposai de considérer le mouvement de la Scandinavie comme représentant la formation, au sein de l'écorce terrestre, d'un pli de grande amplitude. J'ajoutai, il est vrai, que cette explication ne suffisait pas pour rendre compte de l'énorme extension de certains dépôts marins, la Craie moyenne, par exemple; mais, tout en exprimant déjà l'idée que l'accroissement d'étendue des mers doit dépendre de causes beaucoup plus générales, probablement soumises à une certaine périodicité, je

1. « Les couches successives de nature différente sont expliquées par des affaissements du sol. La terre s'enfonce sous la mer pour recevoir sa charge de sédiments, comme le chameau qui s'agenouille, puis se relève; mais plus patiente et plus docile que le chameau, elle consent à porter des charges aussi nombreuses qu'il plaît au géologue de lui en imposer. Cette hypothèse de soulèvements et d'affaissements indéfinis des continents paraît à première vue plausible et commode, mais elle est inexplicable et n'est pas démontrée. » (Desborough Cooley, *Physical Geography*, in-8°, London, 1876, p. 428-429). Siemens s'exprime de même dans les *Monatsberichte der K. Akad. der Wiss. zu Berlin*, 1878, p. 372.

2. *G. Jäger*, *Die Polflüchtigkeit des Landes* (Ausland, 1865, p. 867; 1867, p. 121).

3. *H. Trautschold*, *Über säkulare Hebungen und Senkungen der Erdoberfläche* (Bull. Soc. Imp. des Naturalistes de Moscou, XLII, 1869, p. 1-70); *Sur l'invariabilité du Niveau des Mers* (Ibid., LIV, 1879, p. 129-155 [et Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., VIII, 1879-80, p. 134-150]); *Zur Frage über das Sinken des Meeresspiegels* (Bull. Soc. Imp. Nat. de Moscou, LV, 1880, p. 174-182), et beaucoup d'autres mémoires postérieurs, publiés dans le même recueil.

ne me dissimulais nullement que cette interprétation était peu satisfaisante<sup>1</sup>.

Le plissement des chaînes de montagnes et la formation des terrasses horizontales, se poursuivant sans interruption autour des massifs les plus hétérogènes, sont deux choses tout à fait différentes : en les traitant comme des phénomènes de même ordre, la théorie du soulèvement attribue à la lithosphère la faculté de se prêter à des mouvements dont la nature n'est nullement comparable. Mais la critique des observations sur lesquelles repose cette théorie représente une tâche des plus délicates.

Dès 1834, à la séance annuelle de la Société Géologique de Londres, peu de temps après la publication du dernier volume de la première édition des *Principles of Geology* de Lyell, le président, *Greenough*, mettait en garde contre une adhésion trop rapide à la théorie du soulèvement, théorie qui, à cette époque, jouissait d'une faveur croissante. Les récits relatifs au soulèvement du Chili, en 1822, ne lui semblaient pas dignes de foi; *Greenough* faisait remarquer, de plus, que l'on se servait du mot « Elevation » dans des sens très différents, et qu'on ne pouvait guère concevoir la possibilité du soulèvement uniforme de tout un continent; à ses yeux, il était indispensable, en tout cas, d'adopter une *terminologie* ne préjugant pas du sens de la solution<sup>2</sup>.

Cet avertissement ne paraît guère avoir trouvé d'écho, et c'est seulement en 1848 que l'on vit Rob. Chambers proposer une nomenclature nouvelle : dans son livre, il ne parle pas de soulèvements ou d'affaissements, mais seulement de « shifts of relative level » ou, comme nous dirions aujourd'hui, de *déplacements des lignes de rivage*.

Du moment que l'on adopte cette expression neutre, il s'ensuit que les déplacements des lignes de rivages doivent être qualifiés de *positifs*, quand ils se produisent de bas en haut, et de *négatifs*, dans le cas contraire, car ce sont les termes dont on se sert pour toutes les échelles d'étiage et tous les marégraphes du monde : l'on n'est pas libre de choisir, et tous les observateurs qui ont abandonné le domaine des théories, où il est facile de divaguer à l'aventure, pour le terrain solide des faits, en cherchant par exemple des éléments d'information dans la mesure

1. *Die Entstehung der Alpen*, in-8°, Wien, 1875, p. 119, 150-151; *Ueber die vermeintlichen säcularen Schwankungen einzelner Theile der Erdoberfläche* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1880, p. 171-180).

2. G. B. *Greenough*, *Address delivered at the Anniversary Meeting*, 21st. February, 1834 (Proc. Geol. Soc., II, 1833-1838, p. 54 et suiv.).

directe des fluctuations de la surface des mers sur les côtes, comme Forssman l'a fait dans ses importants travaux sur la Baltique, — tous les observateurs ont été naturellement conduits, par ces mesures, à l'emploi des signes + et —. A l'ancienne expression de *soulèvement du continent*, nous substituerons donc ici celle de *déplacement négatif des lignes de rivages*, et au lieu d'*affaissement du continent* nous dirons *déplacement positif*.

Mais quand, armé de cette terminologie neutre, en quelque sorte, on essaie d'aborder sérieusement la discussion du problème, on se voit assailli par tant de circonstances susceptibles d'influer sur le niveau de la mer, l'on constate une telle incertitude dans les données existantes et une telle multiplicité de sources d'erreur qu'il ne reste guère, comme résultat d'un travail de plusieurs années, qu'une conviction et qu'un espoir : conviction que plus d'une thèse considérée à la longue, malgré les avertissements des esprits exempts de préjugés, comme une vérité courante, est fausse; espoir que la génération qui suivra la nôtre arrivera à des notions exactes sur les lois qui régissent la statique des mers. Aussi les chapitres qui vont venir, en tant qu'ils auront pour objet les déplacements des rivages, seront-ils essentiellement critiques.

Il y a trois méthodes pour étudier les modifications de la surface des mers.

La première consiste à suivre l'*extension* variable des mers anciennes. Bien qu'il soit presque toujours impossible de reconstituer le tracé même des rivages, les grandes transgressions — c'est le cas, en particulier, pour celle de la Craie moyenne, — nous apparaissent comme les indices remarquablement continus d'un mouvement positif. Très souvent, toujours même, peut-être, elles sont précédées d'une abrasion générale; d'où cette conséquence, que les mouvements négatifs sont beaucoup plus difficiles à mettre en lumière que les mouvements positifs.

La seconde méthode réside dans l'étude de la *nature des terrains sédimentaires*. D'éminents observateurs, comme Ch. Darwin, ont cru qu'il ne se formait de dépôts que quand le fond de la mer s'affaisse, c'est-à-dire lorsqu'il y a mouvement positif; cette opinion n'est nullement fondée, mais il est évident que si la tendance négative l'emporte, on arrivera plus vite au moment critique où la surface supérieure des dépôts et la surface de l'eau se trouveront à la même hauteur. Il suffit, à cet égard, de renvoyer aux considérations précédemment développées au sujet de la série

ascendante et de la série descendante de l'isthme de Suez (I, p. 482 et suiv.).

La troisième méthode, enfin, est l'*examen des rivages actuels*; mais c'est précisément dans cette étude directe des traces littorales que nous rencontrerons le plus de difficultés. D'ordinaire, les vestiges de mouvements positifs seront masqués; ce n'est qu'exceptionnellement, dans le cas des constructions coralliennes par exemple, qu'ils se traduiront avec quelque netteté. Les indices négatifs resteront visibles, et l'on peut même s'attendre à quelque chose de plus. Même quand il se produit un mouvement oscillatoire à tendance positive prépondérante, il est possible qu'il ne reste, très souvent, que l'indice d'un mouvement négatif. C'est ce que fera comprendre l'exemple suivant. Soient  $ab$ ,  $bc$ ,  $cd$ , etc., des espaces égaux, parcourus dans des temps égaux, et supposons qu'il se produise un mouvement positif prépondérant, dont l'amplitude, dans le sens positif, soit aux récurrences négatives comme 4 est à 3. Nous aurons alors le schéma suivant :

			$m$		
	$e$		$+ lm$	$- mn$	
$+ de$		$-- ef$	$+ kl$	$- no$	etc.
$+ cd$		$-- fg$	$+ ik$	$- op$	$+ pq$
$+ bc$		$- gh$	$+ hi$		$p$
$+ ab$		$h$			
$a$					

Le rivage franchira, en 4 unités de temps, 4 unités de longueur de  $a$  en  $e$ , où se trouvera le repère le plus élevé; puis il baissera, en 3 unités de temps, jusqu'en  $h$ , pour remonter, après 4 nouvelles unités de temps, en  $m$ , etc. Mais alors l'ancienne ligne de rivage, en  $e$ , restera visible pendant les 6 unités de temps correspondant aux positions comprises entre  $ef$  et  $kl$ , positions dont 3 sont négatives et 3 positives; c'est seulement pendant l'unité de temps  $lm$  qu'elle cessera d'être visible. Ainsi donc, quoique l'amplitude des phases positives relativement aux phases négatives soit comme 4 est à 3, il y a six chances contre une pour que l'on aperçoive au-dessus du niveau des eaux un repère permettant de conclure à un mouvement négatif; quand bien même le rapport, au profit du mouvement positif, serait du double, c'est-à-dire comme 6 est à 3, il n'y en aurait pas moins une probabilité double de voir un repère négatif au-dessus du niveau des eaux.

Mais, dans la Nature, les phénomènes ne se produisent ni par oscillations régulières, ni par intermittences d'égale durée : une

foule de circonstances, dont le rôle est variable, entrent en jeu et influent sur la position du rivage. L'exemple simple qui précède n'a été introduit que pour montrer combien il est important de ne pas perdre de vue les compensations.

En outre, sur le rivage, il faut distinguer avec soin les phénomènes que la lecture des échelles marégraphiques met directement en évidence et ceux dont il n'est possible d'établir la réalité qu'en se fondant sur des traces anciennes, comme les « plages soulevées ». Une situation intermédiaire entre les phénomènes actuels et les phénomènes anciens revient aux traces de la période historique, celles dont la date peut être exprimée en chiffres, fussent-ils approximatifs, comme les constructions romaines perforées par les lithodomes. Sans doute, en adoptant cette définition, il est clair que l'importance et la durée des temps historiques sont loin d'être les mêmes aux bouches du Nil et à celles du Rhin ou aux bouches du Mississipi; mais on peut remarquer que des termes couramment employés en Géologie, comme les adjectifs *glaciaire* et *préglaciaire*, prêtent à des différences d'acception analogues : le Groenland se trouve aujourd'hui en pleine époque glaciaire, et quand on a vu les champs de moraines de la Laponie, par le 70<sup>e</sup> degré de latitude, il est bien difficile d'admettre que ces traces glaciaires soient aussi anciennes que les amas morainiques abandonnés au pied de nos Alpes.

L'une des erreurs les plus graves et les plus communes consiste justement à grouper ensemble des traces littorales d'âge différent, comme s'il s'agissait d'un phénomène unique. C'est ainsi qu'on a souvent prétendu que le Groenland est soumis à un mouvement de bascule; cette hypothèse repose sur une simple confusion : on a considéré comme de même ordre des traces fort élevées d'anciens rivages, dans le Nord, et certains indices de mouvements positifs que fourniraient des constructions d'une date très moderne, dans le Sud. Il suffit de remarquer, à cet égard, que, même dans le fjord d'Igalliko, où l'on aurait constaté un mouvement positif, les hautes terrasses se montrent tout aussi bien caractérisées que plus au nord.

La hauteur de la surface des mers dépend des marées, de la chaleur solaire, de la pression atmosphérique, des vents dominants, de l'afflux des eaux douces ou de l'évaporation, quand il s'agit de bassins fermés; elle dépend encore des attractions locales et de beaucoup d'autres circonstances. Quelques-uns de ces facteurs rendent très difficile la détermination du niveau moyen, et il en

résulte qu'une longue série de mesures est nécessaire pour qu'un changement puisse être mis en évidence : tel est le cas, en particulier, pour les vents, et, d'une façon générale, pour les facteurs d'ordre météorologique. D'autres, au contraire, grâce à leur action périodique, comme les marées, sont faciles à éliminer. D'autres encore, comme l'attraction des masses continentales, ne peuvent entrer en ligne de compte que si certaines transformations telluriques viennent à se produire. D'autres enfin, tels que la dissémination des sédiments au fond des océans, n'agissent qu'à la longue, mais d'une manière continue, et le mouvement positif qui en résulte se fait sentir dans toutes les mers du globe, en même temps que la valeur locale de l'attraction augmente sans cesse. Nous aurons l'occasion de revenir plus en détail sur le rôle de ces divers facteurs.

Mais, on ne doit pas l'oublier, à côté de tous ces phénomènes, la formation de nouvelles fosses océaniques ou l'adjonction au domaine maritime de nouveaux champs d'affaissement déterminent de temps à autre de grands mouvements négatifs, affectant l'ensemble des mers, et dont l'importance surpasse celle de tous les mouvements du même genre.

Bien que certaines mers, et en particulier la Méditerranée, aient déjà été étudiées dans les chapitres précédents, et que nous soyons désormais fixés sur l'âge variable des effondrements successifs, dans l'Archipel grec, dans le Nord de l'Adriatique et dans la mer Tyrrhénienne, de même que sur les relations de ces mers avec les anciens prolongements de la Méditerranée, — une tâche me reste à remplir, avant de formuler des conclusions sur les grandes aires d'affaissement océaniques : c'est d'analyser d'abord les contours de l'Océan Atlantique, puis ceux de l'Océan Pacifique, et de les comparer les uns avec les autres. Cet examen nous fournira l'occasion de compléter, en étudiant les côtes, les esquisses tectoniques qui ont été données dans la seconde partie, et de préparer ainsi le lecteur au coup d'œil d'ensemble sur la face de la Terre, qui terminera l'ouvrage.

Quoique l'effondrement égéen ne date peut-être que d'une époque où l'homme habitait déjà la région et soit plus récent que l'époque glaciaire, on ne peut guère se tromper en affirmant qu'il ne s'est pas produit, depuis quelques milliers d'années, d'abaissement général des lignes de rivages sous l'influence de la brusque apparition d'une fosse océanique nouvelle. Néanmoins, en enregistrant les modifications très légères qui se produisent sous nos yeux sur certaines côtes et qui, comme on vient de le

dire, dépendent de circonstances fort complexes, on a plus d'une fois été tenté d'y chercher la continuation directe des phénomènes dont les traces, remontant à un passé très reculé, sont parvenues jusqu'à nous. C'est ainsi qu'on a voulu voir dans les fluctuations du niveau de la Baltique, — mer presque fermée, à notre époque, — un effet des causes mêmes auxquelles est dû le relèvement des anciennes plages et des bancs de coquilles accumulés sur les bords d'une mer qui, sans aucun doute, communiquait beaucoup plus largement avec l'extérieur.

On voit par là qu'il est indispensable d'examiner de très près quelques-unes des modifications qui se sont produites au cours de la période historique. Si cette enquête nous conduit à penser que certains facteurs locaux, d'ordre climatique par exemple, jouent parfois un rôle plus important qu'on n'était disposé à l'admettre, tandis qu'ailleurs, quand les mêmes circonstances ne sont pas réalisées, le rivage, sur de longs espaces, n'a subi aucune modification depuis les origines de l'histoire, — cela ne suffit pas cependant pour conclure qu'il ne se produit pas réellement de modifications de ce genre. L'étude du monde animal ne montre pas davantage que les espèces se soient transformées au cours de la période historique, et il ne s'ensuit nullement, cependant, que les caractères spécifiques soient invariables. Une seule conclusion serait légitime, c'est que, dans la mesure où notre méthode a prise sur ces phénomènes, et dans les limites de la période à laquelle s'appliquent nos observations, de telles modifications n'ont pas pu être mises en évidence. Les idées actuelles n'en devront pas moins, d'ailleurs, subir plus d'une modification.

Dans ces dernières années, à mesure que l'on s'est adonné davantage à l'étude des tremblements de terre et des dislocations, on a compris de mieux en mieux quels sont les caractères qui permettraient de reconnaître une dislocation récente de la lithosphère ; en même temps, on n'a pu que se convaincre de plus en plus de la rareté du fait. Les dislocations les plus remarquables qui se soient produites à notre époque sont, sans doute, celles que l'on a signalées dans l'Ouest des États-Unis, sur les bords du Grand Lac Salé (Gilbert), dans le Grand Bassin (Russell) et dans la Sierra Nevada (Reyer). Dans ces divers exemples, il y a eu chaque fois changement dans la situation relative de deux voussoirs de l'écorce terrestre ; d'ordinaire, le déplacement s'est fait suivant une ligne d'une grande longueur. Le rejet ne dépasse pas, d'habitude, dans le sens vertical, un petit nombre de mètres ; la ligne de dislo-

cation est toujours très nette ; souvent même, elle présente l'aspect d'une fente, s'ouvrant béante sur plusieurs lieues de long<sup>1</sup>.

Toutefois je ne connais qu'un seul cas où un accident de ce genre ait affecté, à l'époque contemporaine, le bord de la mer, en déterminant une modification locale dans l'allure de la ligne de rivage. Le fait s'est produit en Nouvelle-Zélande, et Lyell a réuni les témoignages qui s'y rapportent<sup>2</sup>.

En 1848, lors d'un tremblement de terre, il se produisit au White Bluff, sur les bords de la Cloudy Bay, au sud du détroit de Cook une fente parallèle aux montagnes du voisinage, dirigées S.S.W., fente qui, dit-on, pouvait être suivie dans l'intérieur des terres sur une soixantaine de milles (100 kilom. environ). Le 23 janvier 1855 on ressentit de nouveau une violente secousse, et l'on vit apparaître au nord du détroit de Cook, à l'est du cap Muka-Muka (à 19 kilomètres au S.E. de Wellington), une ligne de dislocation qui, jalonnant exactement le versant oriental de la chaîne de Remutaka et orientée N.N.E., se poursuivait à travers l'île du Nord sur une longueur de 90 milles (145 kilomètres), à l'état de fente presque toujours béante. Cet accident peut être regardé comme le prolongement de la fracture qui avait pris naissance en 1848 dans l'île du Sud. Tout le territoire situé à l'est de cette ligne n'éprouva aucune modification en 1855 ; à l'ouest, au contraire, le pays s'affaissa dans l'île du Sud et se souleva dans l'île du Nord. Dans le Sud, l'affaissement, au voisinage de la fente, atteignait 5 pieds ; dans le Nord le soulèvement arrivait tout au plus, à l'est du rocher de Muka-Muka, à 9 pieds : une zone de nullipores, marquant comme d'un trait blanc l'ancien niveau du rivage, se trouvait portée à 9 pieds au-dessus de la mer, à l'ouest de la ligne de dislocation, tandis qu'à l'est sa situation primitive n'avait pas

[1. On peut citer encore la fente produite lors du grand tremblement de terre du 28 octobre 1891 dans le Japon central (provinces d'Owari et de Mino), sur une longueur de 112 kilomètres : la dénivellation y atteignait 6 mètres, avec déplacement de la lèvre orientale de 4 mètres vers le nord ; B. Koto, *On the Cause of the Great Earthquake in Central Japan, 1891* (Journ. College of Sc., Imperial Univ. Japan, V, 1893, p. 295-353, pl. XXVIII-XXXV) ; voir une photographie de cette faille reprod. dans A. de Lapparent, *Traité de Géologie*, 4<sup>e</sup> éd., Paris, 1900, fig. 136, p. 565. — Sur les événements du même genre dont le bassin inférieur de l'Indus a été le théâtre à une époque récente, voir le t. I du présent ouvr., p. 56-63, et R. D. Oldham, *A note on the Allah-Bund in the north-west of the Rann of Kutch* (Mem. Geol. Survey of India, XXVIII, pt. 1, 1898, p. 27-30, pl. I). Pour un exemple de fissure avec décrochement, voir aussi G. L. Griesbach, *Notes on the earthquake in Baluchistân on the 20<sup>th</sup> December 1892* (Records G. S. I., XXVI, 1893, p. 57-61, 3 pl.).]

2. Ch. Lyell, Bull. Soc. Géol. de Fr., 2<sup>e</sup> sér., XIII, 1855-56, p. 661-667 ; *Principles of Geology*, 11th. ed., 1872, p. 82-89 ; voir aussi R. Mallet, *Fourth Report on the Facts and Theory of Earthquake Phenomena* (Rep. British Assoc., 1838, p. 105-106).

changé. A partir de ce point, l'amplitude du mouvement allait en diminuant vers l'ouest, de telle sorte qu'à Port Nicholson, à 19 kilomètres de la faille, elle n'était plus que de la moitié, et, à 37 kilomètres de distance, toute trace de dénivellation avait disparu. L'on peut donc parler ici d'un mouvement de bascule, car la dislocation tellurique s'est fait sentir non seulement sur le rivage, mais dans l'intérieur des terres, et les faits sont incontestables. La présence d'une ligne de dislocation visible, séparant nettement un voussoir déplacé d'un voussoir resté immobile, distingue ce cas de tous ceux dont nous aurons à nous occuper<sup>1</sup>.

Le plan que nous adopterons en nous livrant à cet examen est le suivant :

Tout d'abord, nous analyserons la structure des contours de l'Océan Atlantique et de l'Océan Pacifique, et nous chercherons à mettre en lumière le contraste si remarquable qu'on observe entre ces deux bassins maritimes.

Nous passerons ensuite à l'étude des mers anciennes. On ne doit pas oublier que l'impulsion donnée à tous ces débats provient de l'énorme étendue des mers sur le globe pendant les périodes antérieures à la nôtre. Il y a donc lieu de rechercher si la répartition et la nature des sédiments d'autrefois suggèrent des modifications d'ordre local ou d'ordre général. A cet effet, il n'est nullement nécessaire d'entrer dans des développements d'une égale ampleur à propos de chacune des périodes géologiques; mon intention est, au contraire, de ne parler de la distribution des terrains avec quelques détails que pour ceux au sujet desquels on est déjà parvenu à des résultats clairs et certains. Quant à leur nature, je ne m'y arrêterai que dans des cas spéciaux, à propos de l'origine des couches de houille du Carbonifère, par exemple, — en tant du moins que la chose peut avoir de l'intérêt pour la question qui nous occupe, — et du mode de formation des massifs calcaires de l'époque rhétienne.

[1. Il faut ajouter à cet exemple celui de la faille qui a pris naissance en Grèce, le long du golfe d'Eubée (Canal d'Atalanti), lors des tremblements de terre de 1894 : elle mesure 55 à 60 kilomètres, recoupe non seulement des dépôts meubles, mais des roches en place très diverses (calcaires, schistes, serpentines) et présente, dans le sens vertical, une dénivellation dont l'amplitude varie entre 5 centimètres et 2 mètres; voir S. A. Papavasilion, C. R. Acad. Sc. Paris, CXIX, 1894, p. 112-114 et 380-381; A. Philippon, *Das diesjährige Erdbeben in Lokris* (Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXI, 1894, p. 332-334, pl. X : carte); Th. Skuphos, *Die zwei grossen Erdbeben in Lokris am 8./20. und 15./27. April 1894* (Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXIX, 1894, p. 419-474, 4 pl., 1 carte). Voir aussi C. Mitzopoulos, *Die Erdbeben von Theben und Lokris in den Jahren 1893 und 1894* (Petermanns Mitteil., XL, 1894, p. 217-227, pl. 15 : carte).]

Parmi les événements qui remontent à une époque moins reculée et à ceux de la période contemporaine, un certain nombre attireront plus particulièrement notre attention. C'est ainsi que nous nous occuperons longuement de l'origine des terrasses littorales de la Norvège, des phénomènes dont la Baltique est le siège, et du temple de Sérapis à Pouzzoles, dans la Méditerranée. En terminant, nous essaierons d'embrasser, dans un coup d'œil d'ensemble, les faits que l'on peut considérer comme acquis à l'heure actuelle<sup>1</sup>.

[1. Pour l'analyse et la discussion des travaux récents sur les déplacements des lignes de rivage en général, voir A. Penck, *Morphologie der Erdoberfläche*, in-8°, Stuttgart, 1894, I, p. 419-471, et II, p. 525-546 ; A. Philippson, *Die neueren Forschungen und Ansichten über den Bau der Erdkruste, IV : Die Bewegungen der Erdrinde in der Gegenwart* (Geogr. Zeitschrift, herg. von A. Hettner, I, 1895, p. 204-225) ; A. Supan, *Grundzüge der Physischen Erdkunde*, 2. Aufl., in-8°, Leipzig, 1896, p. 278-298 ; S. Günther, *Handbuch der Geophysik*, 2. Aufl., II, in-8°, Stuttgart, 1899, p. 559-588 ; A. de Lapparent, *Traité de Géologie*, 4<sup>e</sup> éd., in-8°, Paris, 1900, p. 369-391 ; H. Hergesell und E. Rudolph, *Die Fortschritte der Geophysik* (Geogr. Jahrbuch, herg. von H. Wagner, in-8°, Gotha : XI 1887, XIII, XV, XVI, XVIII, XX, XXII 1899).]

## CHAPITRE II

### LES CONTOURS DE L'OcéAN ATLANTIQUE<sup>1</sup>

1. Le bouclier canadien. — 2. Le bouclier baltique. — 3. Lignes de « Grint ». — 4. Le plateau du Spitzberg. — 5. Groenland. — 6. La chaîne calédonienne. — 7. La chaîne armoricaine. — 8. La chaîne varisque : *a.* Le massif dévonien Rhénan; *b.* Les montagnes du Rhin en amont de Bingen; *c.* Le Harz; *d.* Les montagnes de la Saxe; *e.* Les Sudètes; *f.* Résumé. — 9. Le rebroussement des plis (*Schaarung*) dans l'Europe centrale. — 10. La Meseta ibérique. — 11. Coup d'œil sur les chaînes de montagnes anté-permiennes de l'Europe. — 12. Les îles de l'Europe. — 13. L'Afrique occidentale. — 14. L'Est de l'Amérique centrale et de l'Amérique du Sud. — 15. Vue d'ensemble des contours de l'Atlantique.

**1. Le bouclier canadien.** — Tout le Nord-Est de l'Amérique, de l'embouchure du Saint-Laurent à celle du Mackenzie, fait partie, avec les îles avoisinantes de l'Océan Glacial arctique, d'une vaste table de sédiments paléozoïques en couches horizontales, sous lesquelles on voit apparaître, au centre, le substratum archéen, comparable à un bouclier aplati. Ce bouclier archéen est, par conséquent, entouré d'un anneau de sédiments horizontaux. Les roches primitives qui le constituent ont été non seulement plissées, mais même complètement arasées avant la période silurienne, de sorte que la série paléozoïque repose sur les tranches rabotées des plis archéens. Des lambeaux nombreux et importants de la couverture paléozoïque ont d'ailleurs été conservés à la surface du bouclier lui-même (fig. 3). La dénudation du bouclier, la configuration du bord interne de la ceinture paléozoïque, comme celle des lambeaux qui le surmontent, sont dues en grande partie à l'érosion glaciaire que ces contrées ont ultérieurement subie<sup>2</sup>.

[1. Traduit par Ach. Six et Emm. de Margerie.]

[2. Voir A. C. Lawson, *Notes on the Pre-Paleozoic surface of the Archean terranes of Canada* (Bull. Geol. Soc. of America, I, 1890, p. 163-173); R. Bell, *Pre-Paleozoic decay of crystalline rocks north of Lake Huron*. (Ibid., V, 1894, p. 357-366, pl. 15-16); R. Chalmers, *The Pre-Glacial Decay of Rocks in Eastern Canada* (Amer. Journ. Sc., 4<sup>th</sup> Ser., V, 1898, p. 273-282).]

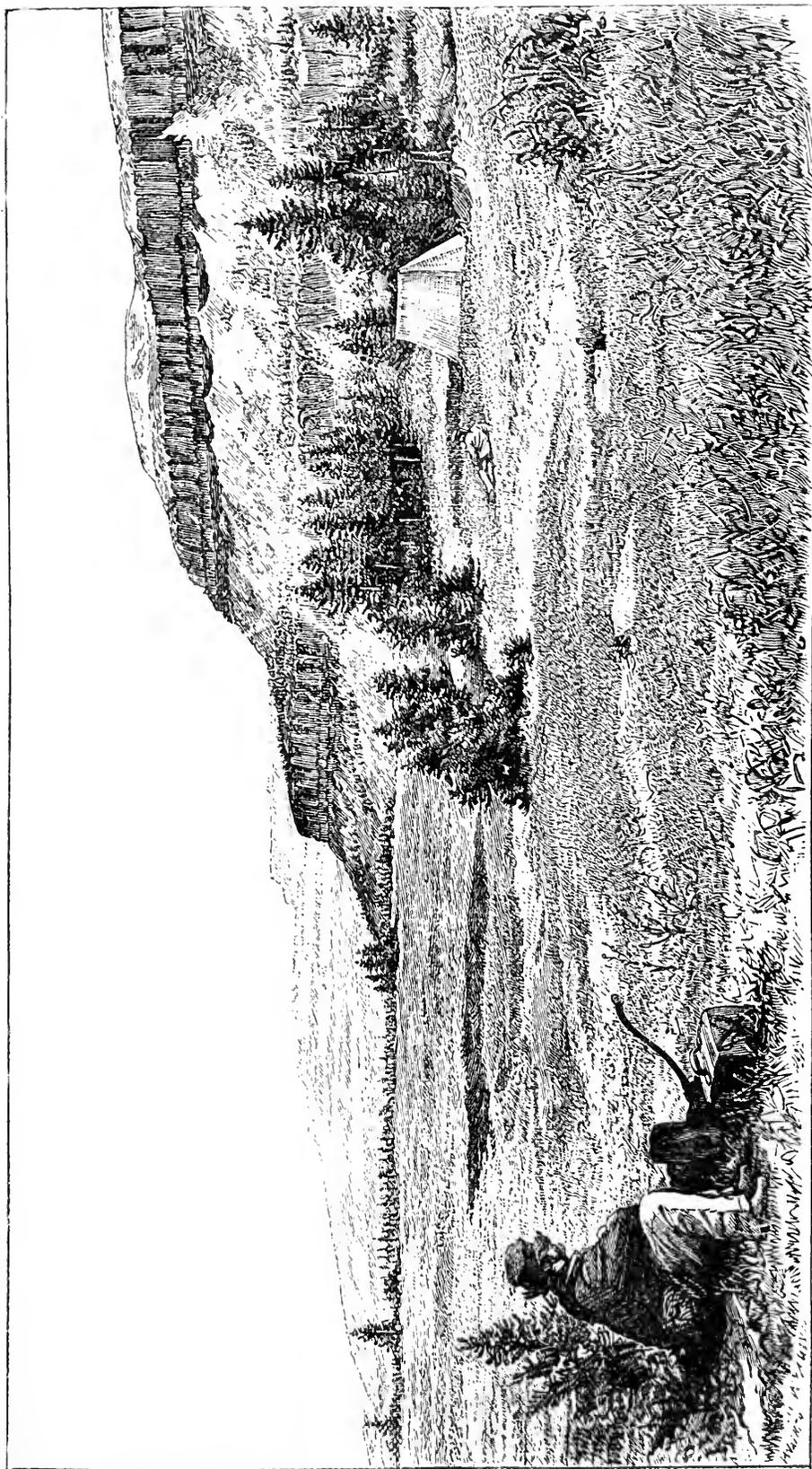


FIG. 3. — Vue d'un lambeau paléozoïque des bords de la Baie de Hudson. Collines cambriennes sur la Little Whale River, d'après R. Bell (*Commission Géologique du Canada. Rapport des Opérations de 1877-78*, p. 15, C.).



C'est cette surface archéenne dénudée que nous désignons sous le nom de *bouclier canadien*.

Sur le bouclier canadien, et plutôt à l'est de son centre, se trouve la nappe d'eau de la *baie de Hudson*. Comme il est naturel de s'y attendre, étant donné l'uniformité de structure des terres qu'elle baigne, cette vaste mer possède une profondeur très uniforme et très faible. Elle n'est que d'environ 70 brasses dans la baie de Hudson et dans la baie James; du côté du détroit de Hudson, le fond s'abaisse à 100 brasses et plus; dans le canal de Fox, les profondeurs sont beaucoup plus considérables. La baie de Hudson n'est donc nullement comparable aux profondes cavités de la Méditerranée, du golfe du Mexique ou de la mer des Antilles. On ne peut ici employer les expressions d'« avant-mer » (*Vormeer*) ou d'« arrière-mer » (*Rückmeer*): ce n'est qu'un plateau submergé, une cuvette insignifiante.

La mer Baltique seule nous offrira des dispositions analogues.

Les détails que nous possédons sur la structure des environs de la baie de Hudson et sur les différents lambeaux paléozoïques superposés au bouclier sont dus presque exclusivement à la persévérance de Rob. Bell<sup>1</sup>. Les côtes sont basses; ce n'est guère que sur le rivage oriental de la baie James et au nord de celle-ci, du côté du cap Wolstenholme, qu'il y a des reliefs plus élevés, pouvant atteindre jusqu'à près de 2 000 pieds [600 m.].

Une bande de sédiments siluriens et dévoniens en couches horizontales, venant du sud, forme les parties méridionales et

1. Rob. Bell, *Report on Hudson's Bay and some of the Lakes and Rivers, lying to the West of it* (Geol. Surv. of Canada, Rep. for 1879-80, C, p. 27 et suiv.); le même, *Observations on the Geology, Mineralogy, Zoology and Botany of the Labrador Coast, Hudson Straits and Bay* (Ibid., Rep. for 1882-83-84, DD, 62 p., 2 pl.). Digges, près du cap Wolstenholme, n'est qu'une seule île traversée par deux profonds sillons; on avait cru à cause de cela qu'il y avait trois îles distinctes. [Pour l'indication des travaux plus récents sur cette région, voir I, p. 748, note 2; voir aussi A. P. Low, *Report on the Geology and Economic Minerals of the southern portion of Portneuf, Quebec, and Montmorency Counties, P. Q.* (Geol. Survey of Canada, Ann. Rep., N. S., V, 1890-91, pt. I, Report L, 82 p., 4 pl., 1893); F. D. Adams, *Preliminary Report on the Geology of a portion of Central Ontario situated in the Counties of Victoria, Peterborough and Hastings* (Ibid., VI, 1892-93, J, 15 p., 1895); *Laurentian Area in the north-west corner of the [Montreal] Sheet* (Ibid., VII, 1894, J, p. 93-112, 1896); *Report on the Geology of a portion of the Laurentian Area lying to the North of the Island of Montreal* (Ibid., VIII, 1895, J, 184 p., carte, 10 pl., 1897); *Ueber das Norian oder Ober-Laurentian von Canada* (Inaug.-Diss. Heidelberg, Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. VIII, 1893, p. 419-498, Taf. XIX-XX); *A further contribution to our knowledge of the Laurentian* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., L, 1895, p. 58-69, pl. I); *On the Norian or « Upper Laurentian » formation of Canada* (Canadian Record of Science, VI, 1895, p. 169-198, 277-305, 416-443); R. W. Ells, *Report on a portion of the Province of Quebec comprised in the South-west sheet (Montreal) of the « Eastern Townships » Map* (Geol. Survey of Canada,

occidentales des rivages de la baie James. A l'ouest de la baie de Hudson, il y a, dans le voisinage de l'embouchure du Churchill, un grand massif de quartzite ancien en couches horizontales. Au nord, on trouve des schistes cristallins sur les bords du Chesterfield Inlet, et Marble Island doit son nom à une erreur : cette île n'est pas faite de marbre, mais de quartzite blanc et de micaschistes. Au cap Southampton et dans l'île Mansfield, c'est du calcaire silurien fossilifère et en couches minces, formant des centaines de bancs horizontaux, que les vagues découpent en tours et en piliers. Le contraste entre l'île Mansfield, au profil tabulaire, et les alentours est décrit comme particulièrement frappant. Dans l'intervalle qui sépare les localités citées, la plus grande partie du sol serait formée par du gneiss. Le cap Wolstenholme est en gneiss, et il en est de même d'une grande partie de la côte orientale ; pourtant il y a aussi des restes de l'ancienne couverture dans le détroit de Nastapuka.

Franchissons tout d'abord le détroit de Hudson, où la bordure du bouclier est le moins connue, et aussi, semble-t-il, le moins régulièrement conformée.

Les îles qui sont au large du cap Wolstenholme, Digges, Nottingham, Charles Island, puis le détroit du Prince de Galles, la Baie du Nord, qui lui fait face sur la côte de Meta Incognita, sont toujours de gneiss ; il en est de même de tout ce qu'on connaît de la côte méridionale de Meta Incognita, jusqu'aux îles Savage, dans le voisinage de Resolution Island.

Mais en arrivant au cap Chudleigh et à la mer, nous rencontrons une chaîne de montagnes indépendante, assez haute, qu'on ne peut plus considérer comme appartenant au bouclier canadien ou à sa bordure, et dont la situation a, comme on le montrera plus loin, une importance particulière. Cette chaîne de montagnes commence dès le voisinage du détroit de Belle-Isle et forme toute la côte du Labrador<sup>1</sup> ; elle atteint 6 000 pieds [1 800 m.] dans sa

Ann. Rep., N. S., VII, 1894, J, 157 p., carte, 1896) ; D. B. Dowling, *Report on the Country in the Vicinity of Red Lake, and part of the Basin of Berens River, Keewatin* (Ibid., VII, 1894, F, 54 p., carte, 1896) ; R. Bell, *Report on the Geology of the French River Sheet, Ontario* (Ibid., IX, 1896, I, 29 p., carte, 1898).]

[1. Voir R. Bell, *The Labrador Peninsula* (Scottish Geogr. Magazine, XI, 1895, p. 335-361, carte géol.) ; A. P. Low, *Report on Explorations in the Labrador Peninsula, along the East-Main, Koksoak, Hamilton, Manicouagan and portions of other Rivers, in 1892-93-94-95* (Geol. Survey of Canada, Ann. Rep., N. S., VIII, 1895, L, 387 p., 4 pl., carte géol. en 4 feuilles 1 : 1.384.000, 1897) ; *Report on a Traverse of the Northern Part of the Labrador Peninsula from Richmond Gulf to Ungava Bay* (Ibid., IX, 1896, L, 43 p., 4 pl., 1898). Les itinéraires du second de ces explorateurs ont été reproduits dans *L'Année cartographique* de F. Schrader, 6<sup>e</sup> Supplément, 1895 (1896), feuille 3.]

partie septentrionale et a 1 500 pieds de haut [450 m.] au cap Chudleigh, à l'entrée du détroit de Hudson. D'après les renseignements fournis par Bell, cette chaîne côtière n'est pas large, et à l'ouest s'étend un pays plat, à travers lequel la rivière des Baleines débouche au nord dans la baie Ungava. Au sud, les deux petites îles Castle Island et Henley, vis-à-vis de la pointe septentrionale de Terre-Neuve, sont formées de nappes horizontales d'une roche éruptive, connue en plusieurs points du Canada comme intercalée dans les strates paléozoïques les plus profondes, et ces nappes contrastent vivement avec les alentours formés de gneiss. On peut également ajouter que l'île d'Anticosti, dans le golfe du Saint-Laurent, est formée de couches siluriennes horizontales.

Autant qu'on en peut juger, la chaîne côtière du Labrador est formée de gneiss et d'autres roches archéennes. Ses parties basses ont été arrondies par la glace, mais les parties hautes sont découpées en dents pointues et en arêtes tranchantes. La glace n'a pas atteint ces cimes culminantes, quoique dans le Sud elle ait recouvert les pentes jusqu'à une altitude de 1 600 pieds [480 m.] environ.

On savait déjà par Sutherland que la côte occidentale du détroit de Davis et de la baie de Baffin, du Cumberland Sound jusque dans le voisinage du cap Walter Bathurst, se compose principalement de roches archéennes; on n'avait rencontré de traces de roches anciennes superposées qu'au cap Durban et au sud de celui-ci<sup>1</sup>. Plus tard, Hall visita la partie méridionale de ces contrées; Boas a rassemblé les observations les plus complètes. Il en résulte qu'il y a là une haute et étroite chaîne côtière, tout à fait analogue à la précédente. Le Dr Boas a bien voulu me communiquer la note suivante : « L'étroite chaîne de montagnes qui forme la presqu'île Cumberland longe la côte occidentale de la baie de Baffin jusqu'au Lancaster Sound. Dans la Home Bay, où la côte prend la direction N.-S., il y a une lacune remarquable, car le pays de collines de l'Ouest s'étend jusqu'au détroit de Davis. Cette chaîne est formée, autant que j'ai pu le voir, de gneiss dans les parties centrales, de granite à gros grains dans les parties périphériques. Toute cette chaîne montagneuse, dont les pics escarpés et les dents peuvent atteindre une hauteur de 2 000 mètres et plus, est caractérisée par des vallées étroites, dont les parois sont à pic, et qui servent de traits d'union entre les fjords correspondants des deux côtes, l'altitude des cols séparatifs atteignant à peine 150 mètres.

1. P. C. Sutherland, *On the geological and glacial Phenomena of the Coasts of Davis' Strait and Baffin's Bay* (Quart. Journ. Geol. Soc., IX, 1853, p. 299).

Jusqu'à la Home Bay, il y a trois massifs montagneux, à parois verticales, ainsi accolés l'un à l'autre. Plus au nord, des fjords profonds traversent encore complètement la chaîne, car il s'y rattache des vallées aboutissant aux plaines de l'Ouest. On connaît des accidents tout à fait analogues dans l'extrême Nord, où le Hayes Sound paraît former un couloir de ce genre et où la vallée qui relie les fjords Greeley et Archer sépare deux puissants massifs.

« A l'ouest de la chaîne bordière se trouve un pays de collines d'apparence tout à fait irrégulière, composées de granites à gros grains. Un coup d'œil jeté sur les fjords de la côte nord-occidentale du Cumberland Sound fait voir que les directions prédominantes des vallées sont N.W.-S.E. et N.-S. Ce qui frappe ici, c'est la configuration des fjords, presque partout formés de bassins réunis par des gorges étroites, où l'eau, lorsqu'elle en sort ou quand elle s'y engouffre, suivant le sens de la marée, forme des courants extrêmement rapides.

« Plus on va vers l'ouest, plus les collines s'abaissent et s'aplatissent, plus les vallées s'élargissent et, en fin de compte, on se trouve dans une plaine sans limites. C'est là que commencent les calcaires siluriens qui, dans les parties plus méridionales du pays, ont été rencontrés à l'extrémité supérieure de la Frobisher Bay et au lac Kennedy, où ils sont excessivement riches en fossiles. Ces gisements ont été signalés par Hall. Malheureusement je n'ai pas trouvé la roche en place, parce que les plaines étaient couvertes d'une épaisseur considérable de neige, et je ne puis dire, par conséquent, si les couches sont horizontales ou non; c'est toutefois la première alternative qui semble la plus vraisemblable. On doit considérer sans aucun doute les lacs de cette région comme des *Relictenseen*. Toute la moitié orientale du bassin de Fox est sans profondeur et les plaines représentent une partie asséchée du fond de la mer, comme le prouvent les restes de baleines, de morses, etc.

« Orographiquement, la presqu'île formée par le Cumberland Sound et la Frobisher Bay est complètement séparée de la chaîne côtière décrite plus haut. Cette presqu'île acquiert sa plus grande hauteur dans sa partie méridionale et s'abaisse vers la plaine du côté du nord-ouest. Le rivage septentrional est exclusivement composé de granite; au sud il y a des calcaires (siluriens?). On a aussi trouvé du grès dans l'extrême Sud.

« La presqu'île Meta Incognita est de même complètement indépendante du plateau septentrional, car la plaine va jusqu'à la Frobisher Bay. »

J'ai textuellement reproduit cette communication, car elle donne une idée de l'état actuel de nos connaissances sur une chaîne montagneuse haute et indépendante, essentiellement constituée par du gneiss, et s'étendant de la partie méridionale de Cumberland jusque dans le voisinage du cap Walter Bathurst. Elle est le prolongement immédiat de la haute chaîne gneissique que Rob. Bell a suivie sur la côte du Labrador, depuis le détroit de Belle-Isle jusqu'au cap Chudleigh, ou tout au moins elle correspond à très peu près par sa situation à ce prolongement.

A l'ouest de cette chaîne côtière s'étend le plat pays, où l'on connaît, en plusieurs endroits, du calcaire silurien horizontal. Boas suppose, et probablement avec raison, que le calcaire silurien horizontal que nous retrouverons plus au nord, dans le Prince Regent Inlet, se continue, à partir de là, sur la moitié orientale de la presque île Melville, qui est plate et où Hall l'a trouvé à Igluling, puis jusqu'au lac Nettilling (lac Kennedy) et jusqu'à l'extrémité supérieure de la Frobisher Bay<sup>1</sup>.

C'est ainsi qu'est constituée la bordure nord-orientale du bouclier canadien, séparée des profondeurs de la baie de Baffin et du détroit de Davis par une longue et haute chaîne de gneiss.

Le prolongement de cette zone silurienne n'est pas connu jusqu'à présent sur les bords du détroit de Hudson, et il n'est même pas possible de dire s'il faut le chercher dans le pays plat qui va de la baie Ungava à travers le Labrador vers le sud, jusqu'au détroit de Belle-Isle et à l'île d'Anticosti.

On a déjà parlé de la constitution d'Anticosti, formée de Silurien horizontal; mais de même que la ceinture silurienne, au nord-est, dans la presque île Cumberland, était limitée en dehors par la haute chaîne gneissique de la côte, de même elle est limitée extérieurement sur le Saint-Laurent par le massif plissé du Maine et du Nouveau-Brunswick.

L'Est des États-Unis est sillonné de plis qui ont été produits par un mouvement tangentiel dirigé de la mer actuelle vers le continent. Nous avons vu (I, p. 738-748) qu'à partir de l'Alabama et de la Géorgie, ces plis s'orientent vers le N.E. plus ou moins parallèlement à la côte et, formant les monts Alleghanies, se continuent enfin jusqu'aux monts Catskills, au N.N.W. de New York, où vient s'y rattacher un système de plis dirigé du sud au nord.

1. Franz Boas, *Baffin-Land; Geographische Ergebnisse einer in den Jahren 1883 und 1884 ausgeführten Forschungsreise* (Petermanns Mittheil., Ergänzungsheft Nr. 80, 1885, p. 50 et 57).

Les Alleghanies ne sont pas séparés vers l'ouest des plaines adjacentes; l'intensité du plissement va en diminuant dans cette direction et une ride secondaire, un « parma », le *Cincinnati Uplift*, les précède de ce côté. Il en est autrement des plis qui vont du sud au nord. Leur bord occidental suit le lac Champlain, atteint le Saint-Laurent dans le voisinage de Québec, et suit alors la rive droite de ce grand fleuve en se recourbant vers le N.E. La région située à droite du fleuve est plissée, et la région située à gauche est un plateau formé de couches horizontales<sup>1</sup>.

D'ailleurs, toute la série archéenne et azoïque a été aussi fortement plissée sur la rive gauche, mais elle a été arasée de très bonne heure, et les plis dénudés ont été recouverts horizontalement par divers étages du Silurien; ces couches discordantes ont été à leur tour, il est vrai, tellement morcelées à une époque ultérieure

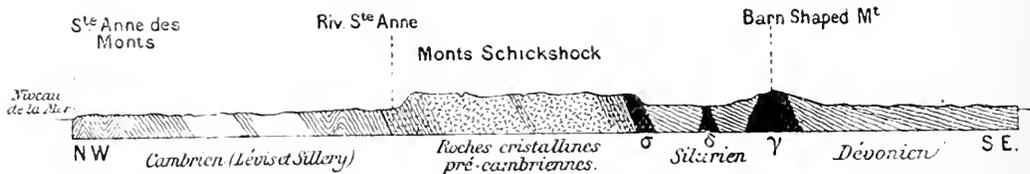


FIG. 4. — Coupe de Sainte-Anne-des-Monts au bassin dévonien de Gaspé, d'après la Commission Géologique du Canada (*Province of Quebec, Sheet N° 15, S.E., 1884*).

γ. Granite; δ. Dolérite; σ. Serpentine. — Échelle (hauteurs et longueurs) = 1 : 500000.

que, sur de grandes étendues, le soubassement archéen est seul visible. Tel est le cas au lac Saint-Jean et dans tout le bassin du Saguenay, d'après les observations de Laflamme. Quelques parties de ces lambeaux paléozoïques du lac Saint-Jean contiennent du pétrole<sup>2</sup>.

L'excellent aperçu de la structure de cette contrée qu'a donné Selwyn confirme l'opinion de Logan, d'après laquelle il faut considérer le Saint-Laurent comme jalonnant une limite d'une extrême importance pour la structure du pays<sup>3</sup>. Tout le territoire silurien de la rive droite, depuis Québec jusqu'au cap Rosier, suit la direction de la ligne du rivage et est refoulé vers l'ouest (fig. 4), les couches s'y montrant renversées, comme sur le bord externe

[1. Voir la carte schématique, I, fig. 403, p. 741.]

2. J. C. K. Laflamme, *Report of geological Observations in the Saguenay Region* (Geol. Survey of Canada, Rep. of Progress for 1882-83-84, D, 18 p.).

3. R. C. A. Selwyn and G. M. Dawson, *Descriptive Sketch of the Physical Geography and Geology of the Dominion of Canada*, in-8°, Montreal, 1884, p. 5-26; voir aussi Edw. Gilpin jun., *The Geology of Cape Breton Island, Nova Scotia* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLII, 1886, p. 515-526, carte).

des Alpes. Ces plis siluriens sont accompagnés vers l'est, à quelques milles de distance du fleuve, par une zone archéenne longue et étroite, mais discontinue; deux autres zones semblables, accolées l'une à l'autre et parallèles, se dirigent du S. au N. vers la partie

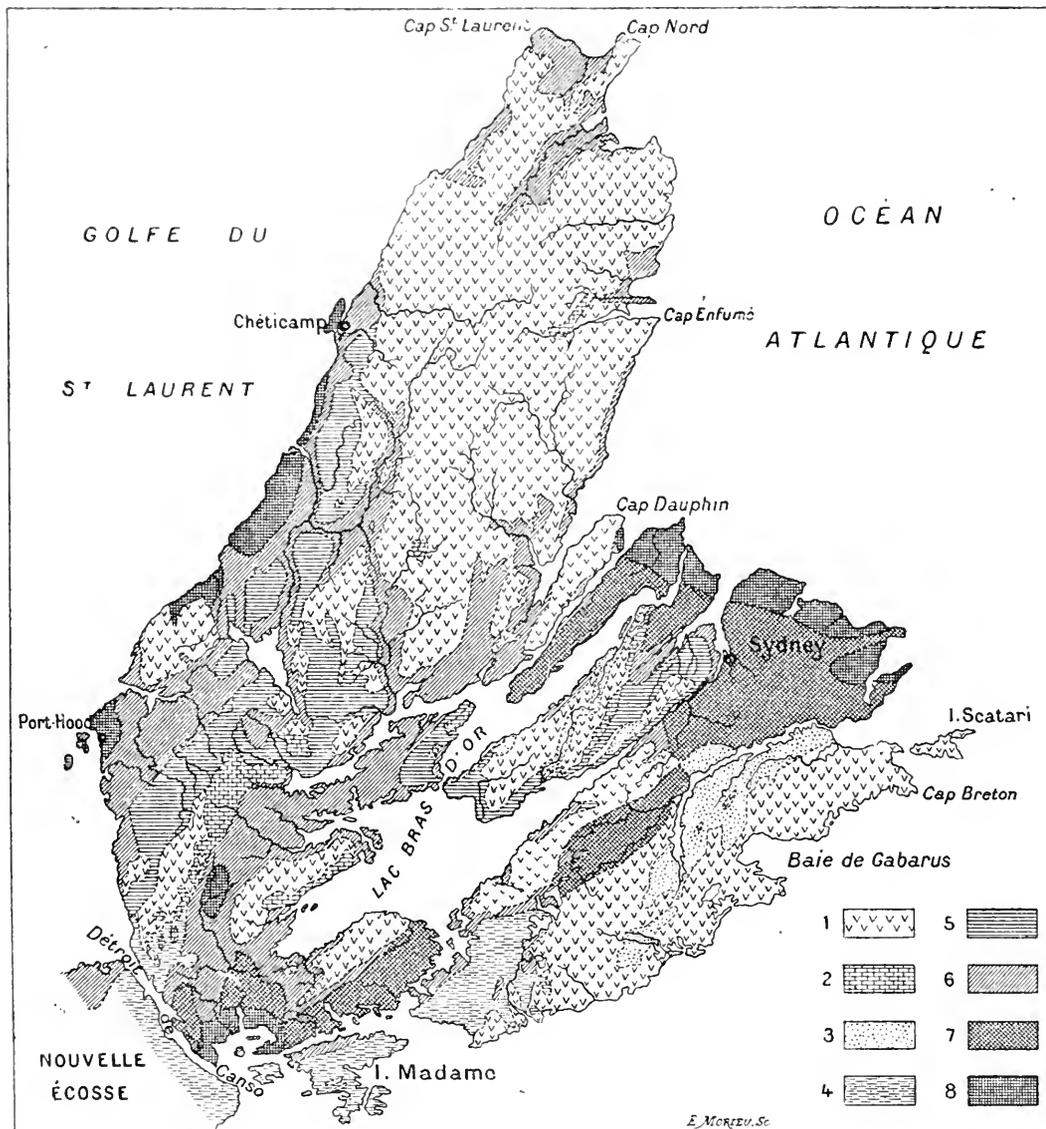


FIG. 5. — Carte géologique de l'île du Cap-Breton, d'après E. Gilpin Jr. et les travaux de la Commission Géologique du Canada (*Quarterly Journal of the Geological Society of London*, XLII, 1886, p. 526).

1. Roches cristallines; 2. Calcaires (Pré-Cambrien); 3. Silurien inférieur; 4. Dévonien; 5. Carbonifère inférieur; 6. Calcaires marins; 7. « Millstone Grit »; 8. Terrain houiller. — Échelle de 1 : 1 500 000.

sud-orientale de la baie des Chaleurs; une autre traînée curviligne de massifs archéens longe la baie de Fundy<sup>1</sup>, puis atteint au N.E.

[1. Bailey, *The Bay of Fundy Trough in American Geological History* (Proc. and Trans. Royal Soc. Canada, 2<sup>d</sup> Ser., III, sect. IV, 1897, p. 107-116).]

l'extrémité septentrionale de l'île du Cap-Breton (fig. 5) et se prolonge au delà de la mer dans Terre-Neuve. Plus à l'est encore viennent les bandes infléchies vers l'E.N.E. que nous avons déjà signalées (I, p. 739-740).

Ce plissement est antérieur à une partie de l'époque carbonifère, comme le montre l'allure du terrain houiller du Nouveau-Brunswick, et n'a pas dépassé la ligne actuelle du bas Saint-Laurent : il s'est arrêté suivant cette ligne, en déterminant un renversement. Selwyn représente la structure de la vallée du Saint-Laurent par le profil ci-dessous (fig. 6).

À gauche, on voit le bord du plateau : une assise supérieure du Silurien inférieur (calcaire de Trenton) y repose en discordance sur les plis arasés du gneiss. Le bras nord du Saint-Laurent oc-

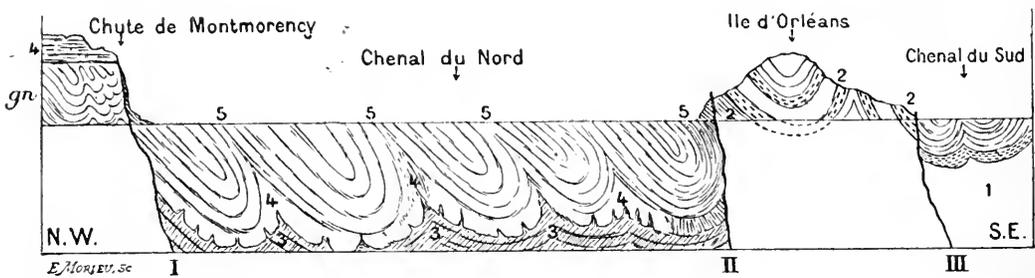


FIG. 6. — Coupe à travers la vallée du Saint-Laurent, des chutes de la rivière Montmorency à l'île d'Orléans, d'après Selwyn (*Descriptive Sketch of the Physical Geography and Geology of the Dominion of Canada*, 1884, p. 14).

I, II, III, Failles; gn, gneiss; 1. Schistes et grès rouges, verts et noirs; conglomérat calcaire avec cailloux roulés contenant des fossiles de la faune « primordiale » (étage de Lauzon); 2. Conglomérat de Levis et schistes à graptolithes (Silurien inférieur); 3. couches de Chazy, etc. (Silurien inférieur); Silurien supérieur: 4. Calcaire de Trenton (en transgression sur le gneiss); 5. Étages d'Utica et d'Hudson. — Échelle des longueurs = 1 : 60 000 environ (les hauteurs sont exagérées 5 fois).

cupe une vraie fosse d'affaissement (*Graben*), car les couches effondrées, formant le lit du fleuve et visibles sur les deux rives, le long des cassures, appartiennent à des divisions un peu plus récentes du Silurien inférieur (étages d'Utica et d'Hudson); l'île d'Orléans est un horst et fait en même temps partie de la région plissée.

La limite entre le territoire plissé et le plateau passe entre le cap Rosier et l'île d'Anticosti; cette partie du golfe du Saint-Laurent et tout le cours inférieur du fleuve constitue par conséquent une véritable « avant-vallée » (*Vorthal*), comme le golfe Persique.

Les plis du Nouveau-Brunswick et de l'île du Cap-Breton se terminent en digitations du côté du golfe du Saint-Laurent et se prolongent, comme on l'a dit, dans Terre-Neuve. Dès le premier exa-

men de l'île, en 1839-1840, Jukes montra que le dessin de ses rivages était étroitement lié à l'allure des plis qui la traversent, les anticlinaux s'avancant en presqu'îles, sur la côte septentrionale

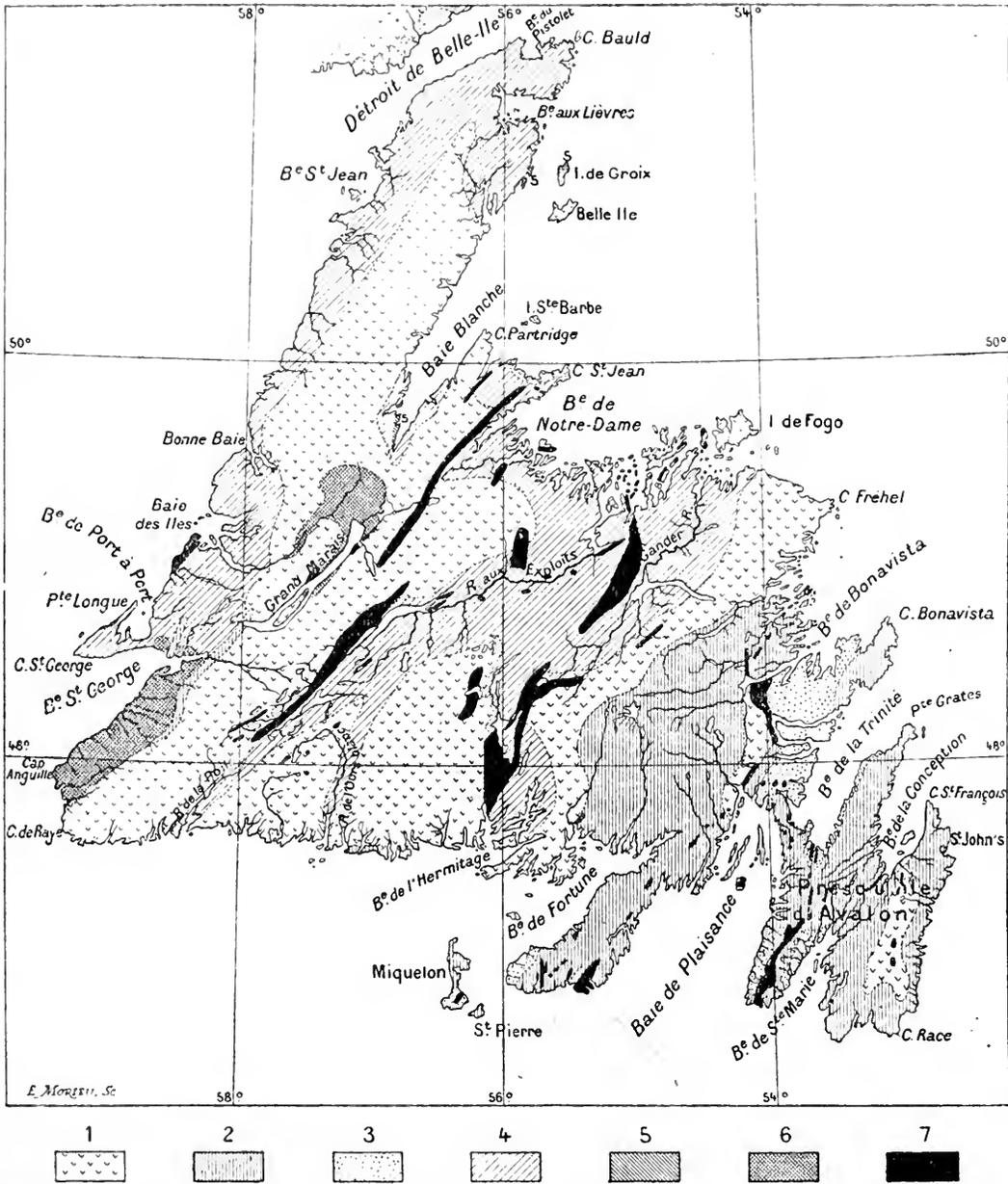


FIG. 7. — Carte géologique de Terre-Neuve, d'après A. Murray, J. P. Howley et Van Hise. *Correlation Papers. Archean* (U. S. Geol. Survey, Bull. N° 86, 1892, pl. VI, p. 248).

1. Archéen; 2. Algonkien; 3. Cambrien (couches à faune « primordiale »); 4. Grès de Potsdam et Silurien; 5. Dévonien; 6. Carbonifère; 7. Granite et roches éruptives. — Échelle de 1 : 5 000 000.

aussi bien que sur la côte méridionale, tandis que les échancrures comme la baie Blanche, la baie Notre-Dame, la baie Bonavista, les baies de la Trinité et de la Conception, au nord, et de Fortune, de Plaisance et de Sainte-Marie, au sud, correspondent pour la plus grande partie à des synclinaux (fig. 7). Les nouveaux levés de Mur-

ray et de Howley confirment ce résultat; la grande presqu'île du Nord semble représenter un grand anticlinal continu; une faille longitudinale paraît courir des environs du cap Ray, au sud-ouest de l'île, par le Grand Pond jusqu'à la baie Blanche, par conséquent à travers toute l'île; au S.E., dans la presqu'île d'Avalon, les relations qui unissent le tracé des rivages à l'allure des plissements s'accroissent avec une netteté particulière. La direction moyenne des plis est N.27°E. Ils sont formés de roches archéennes et paléozoïques; le terrain carbonifère, ou du moins une partie de ce terrain, les recouvre en discordance<sup>1</sup>.

Ici, nous nous trouvons en face d'un exemple frappant du type de formes littorales que nous désignerons, avec F. von Richthofen, sous le nom de *Riasküste* (côte à rias). Cette configuration est l'indice de l'immersion des grandes chaînes plissées sous l'Océan<sup>2</sup>.

Ainsi, le bord externe de la ceinture de dépôts horizontaux du bouclier canadien est indiqué vers le N.E. par la chaîne gneissique de la côte occidentale de la baie de Baffin, du détroit de Davis et du Labrador, vers le S.E. par le Saint-Laurent et la chaîne plissée du Nouveau-Brunswick et de Terre-Neuve. Vers le sud et l'ouest, ce bord externe de la zone marginale fait défaut : elle vient se rattacher, dans le Michigan, le Wisconsin, le Minnesota et le Nord de la région des Prairies, aux dépôts paléozoïques largement étalés des contrées voisines et est recouverte vers l'ouest par le Crétacé transgressif.

Sur le bord interne de cette ceinture, par conséquent sur la lisière même du bouclier archéen, se présente ici pour la première fois un phénomène sur lequel j'aurai souvent à revenir : il s'agit du rapport évident qui existe entre la position des grands lacs et le tracé de cette ligne de démarcation.

Cette limite court de l'extrémité N.E. du lac Ontario à l'extrémité E. de la baie Géorgienne, et de là vers l'extrémité W. du Lac Supérieur. La rive septentrionale de cette grande nappe d'eau est constituée presque partout par des roches archéennes ou du moins azoïques, tandis que du côté du sud les divers termes de la série paléozoïque s'étalent vers les États-Unis.

La coïncidence de position des lacs avec la limite du bouclier

1. J. B. Jukes, *General Report of the Geological Survey of Newfoundland*, in-8°, London, 1843, carte, p. 128 et suiv., Al. Murray and J. P. Howley, *Geological Survey of Newfoundland*, in-8°, London, 1881, p. 139, et en beaucoup d'autres publications; voir aussi J. Milne, *Notes on the physical Features and Mineralogy of Newfoundland* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXX, 1874, p. 722-745).

2. F. von Richthofen, *Führer für Forschungsreisende*, in-8°, Berlin, 1886, p. 308.

archéen est encore plus frappante au nord-ouest et, là, il y a longtemps que Richardson, Isbister et d'autres observateurs ont insisté sur ce fait<sup>1</sup>.

Le bord oriental du lac Winnipeg est archéen, tandis que les îles et la rive occidentale appartiennent à la bordure paléozoïque non dérangée; c'est sur cette bordure que se trouvent les lacs Winnipegosis, Manitoba et une foule de nappes d'eau plus petites (fig. 8)<sup>2</sup>, et à l'ouest de ces lacs commence le vaste domaine des dépôts crétacés, qui s'étendent jusqu'au pied des Montagnes Rocheuses (I, p. 750).

En descendant la rivière Athabasca, Bell se trouva jusqu'au Drowned Rapid, c'est-à-dire à peu près jusqu'à 56° 40' de lat. N., entre des berges crétacées; à partir de ce point, le grès dévonien, pétrolifère et disposé en couches horizontales, devient visible. Le pétrole s'élève à travers les couches crétacées, s'épanche au dehors et recouvre de bitume les déclivités du rivage. Mais ce fait ne paraît être que local; une épaisse couche d'argile, à la base de la série crétacée, retient le pétrole dans la profondeur sur une grande étendue. Quelques lambeaux crétacés restent visibles plus au nord; les dépôts paléozoïques horizontaux se prolongent jusqu'au lac Athabasca, et sa rive méridionale, autant qu'on la connaît, paraît en être également formée. Au contraire la rive septentrionale est faite de gneiss. De même, c'est le gneiss qui constitue les îles de l'extrémité occidentale du lac et les alentours de l'embouchure de la rivière Athabasca et du point de sortie de la Grande Rivière des Esclaves<sup>3</sup>.

1. J. Richardson, *On some Points of the Physical Geography of North America in connection with its geological Structure* (Quart. Journ. Geol. Soc., VII, 1851, p. 212-215); le même, *Narrative of an Arctic Search Expedition*, 2 vol., London, 1851, et : *The Polar Regions*, in-8°, Edinburgh, 1861, p. 285-289; Murchison, *Siberia*, 4<sup>th</sup> ed., 1867, p. 440 et ailleurs; voir aussi A. K. Isbister, *On the Geology of the Hudson's Bay Territories and of portions of the Arctic and North-Western Regions of America* (Quart. Journ. Geol. Soc., XI, 1855, p. 503). Depuis le Sud jusqu'au lac des Esclaves, cette limite occidentale du bouclier est déjà indiquée sur la carte d'ensemble du Service géologique du Canada, parue en 1883.

[2. J. B. Tyrrell, *Report on northwestern Manitoba, with portions of the adjacent districts of Assiniboia and Saskatchewan* (Geol. Survey of Canada, Ann. Report, N. S., V, part 1, 1890-91, E, 231 p., carte géol., 1892); Warren Upham, *The Glacial Lake Agassiz* (U. S. Geol. Survey, Monograph XXV, 1896, carte, pl. XIV, p. 65).]

3. R. Bell, *Report on Part of the Basin of the Athabasca River, North-West Territory* (Geol. Survey of Canada, Rep. of Progress for 1882-83-84, CC, 37 p., carte, 1 pl.). [Voir aussi J. B. Tyrrell and D. B. Dowling, *Report on the Country between Athabasca Lake and Churchill River, with notes on two routes travelled between the Churchill and Saskatchewan Rivers* (Ibid., Ann. Rep., N. S., VIII, 1895, D, 120 p., carte géol. 1:584000, 1896); J. B. Tyrrell, *Report on the Doobaunt, Kazan, and Ferguson Rivers and the North-west Coast of Hudson Bay* (Ibid., IX, 1896, F, 218 p., 11 pl., 3 cartes, 1897); J. W. Tyrrell, *Across the Sub-Arctics of Canada*, in-8°. London, 1898. Pour les itinéraires de ces explorateurs, voir l'*Année cartographique* de F. Schrader, 6<sup>e</sup> Supplément, 1896, feuille 3.]

Les travaux des géologues officiels du Canada qui ont poussé jusqu'au Grand Lac des Esclaves et les explorations si méritoires

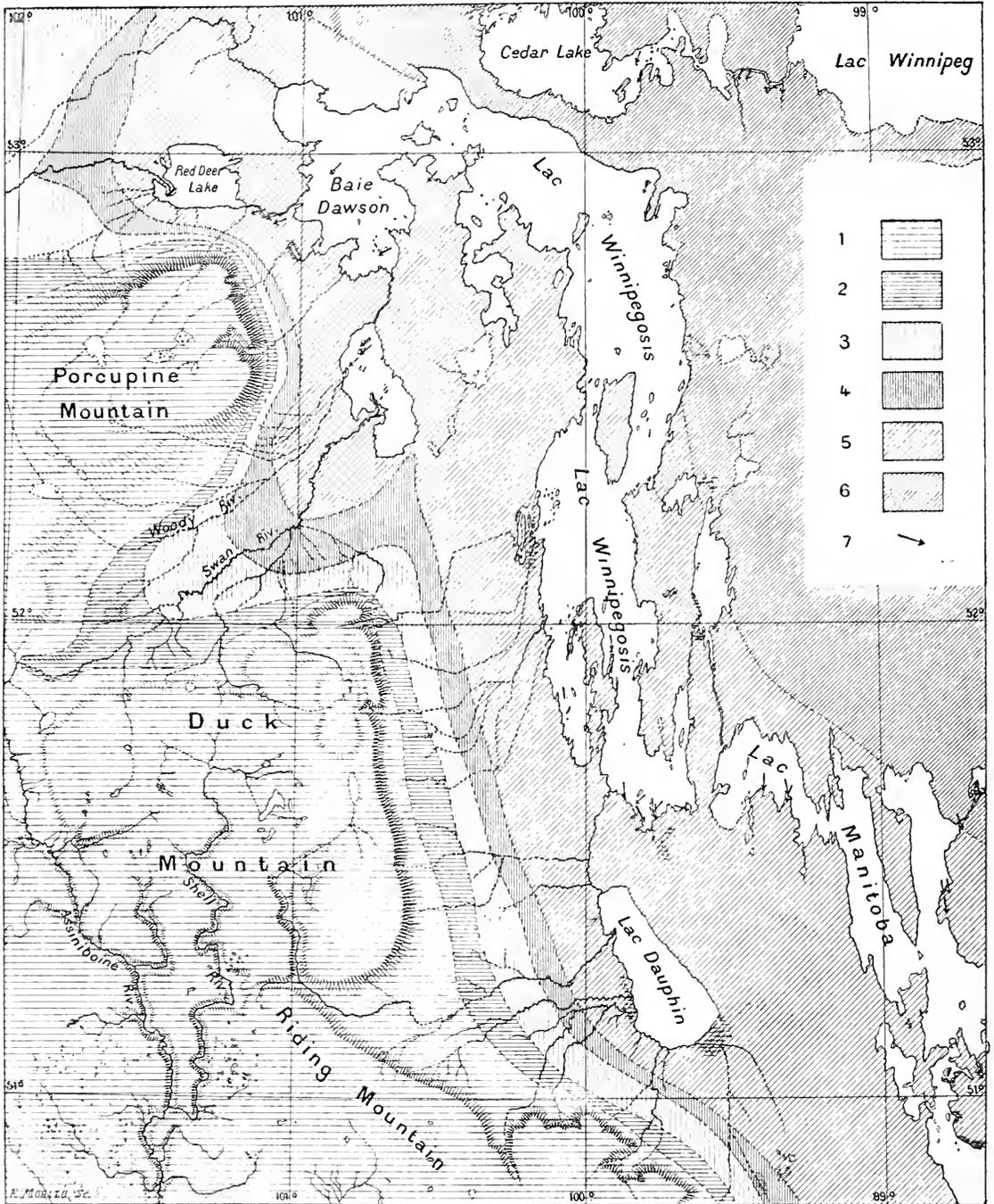


FIG. 8. — Un lac de bordure du Bouclier canadien : le Winnipegosis, d'après J. B. Tyrrel (*Geological Map of North-Western Manitoba, 1892*).

Terrain crétacé : 1. Fort-Pierre ; 2. Niobrara ; 3. Fort-Benton ; 4. Dakota. — 5. Terrain dévonien. — 6. Terrain silurien. — 7. Direction des stries glaciaires. — Échelle de 1 : 2 000 000 environ.

de Richardson, Youle Hind, Kennicott et d'autres voyageurs dans les contrées inhospitalières qui s'étendent au nord du Lac des

Esclaves jusqu'à l'Océan Glacial, nous permettent de reconnaître que la limite du bouclier archéen et de la bordure paléozoïque affecte à peu près le tracé suivant<sup>1</sup> :

Elle coïncide presque, sur un long parcours, avec la Rivière des Esclaves, et la moitié du Grand Lac des Esclaves qui est à l'E. de l'embouchure de cette rivière a pour soubassement le terrain archéen, la moitié occidentale, au contraire, le terrain paléozoïque. Sur la rive occidentale, il y a des sources importantes de pétrole. Au nord du Lac des Esclaves, la limite est indiquée, d'après Richardson, d'abord par une longue échancrure du lac, puis par une série de nappes d'eau plus petites. Elle touche le lac La Martre, atteint ensuite dans la baie Mac Tavish, en changeant de direction, la partie sud-est du Grand Lac de l'Ours, et suit le cours inférieur de la rivière du Cuivre jusqu'à la mer, de sorte que dans le Coronation Gulf, le cap Barrow et les îles qui le précèdent sont formés de granite et de gneiss, tandis qu'à l'ouest, le cap Krusenstern appartient déjà à la ceinture paléozoïque, qui s'étend sur une grande largeur jusqu'au delà de l'embouchure du Mackenzie.

Les explorateurs qui ont suivi le cours du Mackenzie n'ont en effet rencontré que des dépôts paléozoïques et quelques lambeaux de Crétacé supérieur et de Tertiaire; mais on a déjà remarqué qu'à partir des affluents supérieurs de la rivière de la Paix, la bordure des Montagnes Rocheuses prend une direction presque N.-S., de sorte qu'elle devrait atteindre le Mackenzie au-dessous du confluent de la Rivière aux Liards (I, p. 750); on a en effet observé en plusieurs points, dans cette région, ce qui contraste avec la disposition en couches horizontales du reste de cette large bordure, des strates fortement inclinées, en particulier en aval du Fort Simpson, c'est-à-dire un peu au-dessous du confluent de la Rivière aux Liards, et les hauteurs visibles de là sont même expressément désignées comme étant des contreforts des Montagnes Rocheuses. Puis vient encore, sur le Mackenzie, une longue étendue de strates horizontales; aux Ramparts, par 66° de lat. N., les couches sont au contraire, en général, fortement inclinées vers le nord-ouest, et plus en aval, dans les défilés qui précèdent le delta, ces mêmes couches paléozoïques redeviennent horizontales; elles sont connues vers l'est jusqu'à la Rivière Anderson, et même, comme nous l'avons vu tout à l'heure, jusqu'au cap Krusenstern, et vers l'ouest jus-

1. F. B. Meek, *Remarks on the Geology of the Valley of Mackenzie River, with Figures and Descriptions of Fossils from that Region, chiefly collected by the late Rob. Kennicott* (Trans. Chicago Acad. Sc., I, 1867-1869, p. 61-114. planches).

qu'au cours supérieur de la Porcupine River. Kennicott, MacFarlane et Petitot les ont suivies dans ces régions lointaines<sup>1</sup>.

Il y a donc là des relations avec les Montagnes Rocheuses qu'on ne peut pas encore préciser avec exactitude. Un fait très remarquable, indiqué par Meek, est la constance extraordinaire et l'importance que présentent, tout le long de cette bordure, les divisions moyennes du terrain dévonien. On peut en effet, par les fossiles qu'on y a trouvés, suivre les dépôts du groupe de Hamilton (Dévonien moyen) de Rock Island, dans l'Illinois, à travers l'Iowa, le Minnesota et le Dakota et dans la grande ceinture qui longe les lacs, puis, en descendant le Mackenzie, jusque dans le voisinage de l'Océan Glacial; les gîtes fossilifères les plus éloignés, malgré un écart de près de trente degrés en latitude, possèdent un nombre assez considérable d'espèces communes, et, dans le Sud comme en de nombreux points de l'extrême Nord, ces dépôts sont caractérisés par leur richesse en pétrole et par des sources salées; cette richesse en pétrole se retrouve même à l'est jusqu'à Gaspé, et nous l'avons signalée aussi pour les lambeaux isolés du lac Saint-Jean, au nord du Saint-Laurent inférieur.

Quant aux dépôts plus récents, il y a lieu de signaler un certain nombre de lambeaux situés sur la rivière de l'Ours, déversoir du Grand Lac de l'Ours dans le Mackenzie. Sir John Richardson a trouvé une Ammonite dans les rapides de ce cours d'eau; Hind a rapporté une Ammonite et un Inocérame provenant de couches horizontales. Les formations marines crétacées du bord externe des Montagnes Rocheuses se sont donc étendues de l'extrême Sud jusqu'à 65° de lat. N. Sur cette même rivière et sur le Mackenzie se montrent, en plusieurs endroits, des lignites tertiaires; Heer en a décrit les empreintes végétales. Ils atteignent les îles qui sont en avant de l'embouchure du Mackenzie; il y en a un lambeau entre le cap Bathurst et le cap Parry; c'est ce lambeau que Miertsching vit en feu, en 1850. A partir de là, ces lignites se poursuivent sur la côte occidentale de la Terre de Banks et de l'île du Prince Patrick<sup>2</sup>. Les montagnes de phonolithe du bas Mackenzie et de la Rivière de l'Ours, mentionnées par Petitot, seraient du même âge.

Ainsi donc, on peut suivre à partir de l'est le plateau archéen arasé sur lequel se trouve la baie de Hudson jusqu'à une grande

1. Meek, Mém. cité, p. 74 et suiv.; Hébert, *Documents sur la géologie du Mac'Kenzie, recueillis par le Père Petitot* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., III, 1874-75, p. 87); Petitot, *Notes géologiques sur le bassin du Mac'Kenzie* (Ibid., p. 88-93).

2. Osw. Heer, *Flora fossilis arctica*, I, 1868, p. 25 et 135-139.

ceinture de lacs, dont la position est en rapport évident avec le parcours de la bordure de couches paléozoïques horizontales. Car, sauf les quelques lambeaux paléozoïques qui le surmontent et que nous avons signalés sur les rives de la baie de Hudson, la limite de la région archéenne a un parcours tel que le bord septentrional des lacs dépendant du lac Huron, vers le nord, le bord septentrional du lac Supérieur et le bord oriental du lac Winnipeg sont encore formés de roches archéennes, tandis que ces nappes d'eau sont placées tout entières ou pour la plus grande partie sur la ceinture paléozoïque; puis, à partir du lac Winnipeg, cette limite passe par l'extrémité occidentale du lac Athabasca, traverse le Grand Lac des Esclaves en suivant la grande échancrure du côté nord près du Fort Rae, coupe le lac La Martre et la moitié orientale du Grand Lac de l'Ours, et aboutit au Coronation Gulf, dans l'Océan Glacial.

Il y a déjà des années qu'Isbister a insisté sur l'analogie de la position du Coronation Gulf avec celle des lacs en question. Pour voir jusqu'à quel point cette ressemblance est réelle, tournons-nous maintenant vers l'archipel arctique.

Parmi les nombreux et périlleux voyages entrepris à travers l'archipel situé au nord de l'Amérique boréale, il n'y en a pas qui ait été plus fructueux, au point de vue géologique, que l'expédition dirigée par Mac Clintock en 1857-1859, à la recherche des restes de Sir John Franklin et de ses compagnons. En combinant les résultats de ce voyage avec les observations antérieures, il fut possible à Haughton de publier la première carte d'ensemble de cette région et de mettre en lumière l'extrême simplicité des relations stratigraphiques<sup>1</sup>.

Toutes ces îles et presqu'îles, depuis la côte du continent américain jusqu'au nord des îles Parry, forment la bordure septentrionale du bouclier archéen que nous venons d'étudier dans le Nord du continent; les divers terrains sédimentaires de cette bor-

1. Cap. F. L. Mac Clintock, *Reminiscences of Arctic Ice Travel in Search of Sir John Franklin and his Companions, with geological Notes and Illustrations* by S. Haughton (Journ. Roy. Dublin Soc., I, 1858, p. 183-250, pl. et carte géol.); le même : *The Voyage of the « Fox » in the Arctic Seas : A Narrative of the Discovery of the Fate of Sir John Franklin and his Companions*, in-8°, 1859, Append. N° IV, *Geological Account of the Arctic Archipelago*, by S. Haughton, p. 372-399, carte géol.; Aperçus généraux dans Osw. Heer, *Flora fossilis arctica*, I, in-4°, 1868, carte; C. E. De Rance, *Arctic Geology* (Nature, XI, 1875, p. 448, esquisse de carte géol.). Les travaux les plus importants sont résumés dans Rupert Jones, *Manual on the Natural History, Geology, and Physics of Greenland and the neighbouring Regions*, in-8°, London, 1875.

ture, en couches non dérangées, sont disposés de telle sorte qu'ils se dirigent vers l'E. ou le N.E., et que les dépôts s'y succèdent de plus en plus récents vers le pôle<sup>1</sup>.

Les roches archéennes qui, dans le Coronation Gulf, forment le cap Barrow et les îles adjacentes, sont également connues à l'embouchure de la Rivière des Gros Poissons; Rae les a retrouvées dans la presqu'île Melville, et leur lisière septentrionale atteint, par l'Eclipse Sound, le rivage de la baie de Baffin au cap Walter Bathurst. Au



FIG. 9. — L'Amérique du Nord arctique (d'après Mac Clure, Haughton et autres).

A, Archéen et granite ; s, Silurien ; cu, Dévonien ? et base du Carbonifère ; ca, Calcaire carbonifère m, Trias ? et Jurassique ; te, couches tertiaires à végétaux (cap Bathurst, nord-ouest de la terre de Banks et île du Prince Patrick) ; basalte au cap Alexander, dans le détroit de Smith. — Échelle de 1 : 20 000 000.

nord de ce cap, la partie orientale de North Devon, jusqu'au cap Warrender, est encore constituée par les mêmes roches.

Dans ces régions, et notamment dans le voisinage du cap Walter Bathurst, ainsi que dans le Wolstenholme Sound, sur la côte orientale de la baie de Baffin, les roches anciennes sont surmontées par

1. Une nouvelle carte des contrées arctiques, par G. M. Dawson, a paru trop tard pour pouvoir être utilisée ici. Elle ne modifie pas essentiellement la description générale, mais elle étend, par exemple, le Silurien sur la Terre de Wollaston et la Terre de Victoria; G. M. Dawson, *Notes to accompany a Geological Map of the Northern Portion of the Dominion of Canada* (Geol. Survey of Canada, Ann. Rep. for 1886, R, 1887, 62 p., carte)

du grès rouge; c'est peut-être le même grès qui, vers l'ouest, dans l'île North Somerset, forme le soubassement ou l'étage le plus inférieur des dépôts siluriens.

La région archéenne est bordée par une large ceinture silurienne, qui, formant le prolongement de la large région paléozoïque que nous avons mentionnée entre le cap Krusenstern et l'embouchure du Mackenzie, s'étend de cette côte à la baie de Baffin. Cette zone est formée de couches alternantes de calcaire et de sédiments argileux, dont l'allure horizontale donne aux falaises l'aspect de fortifications, si souvent mentionné par les explorateurs des régions polaires.

Je n'ai aucun renseignement sur la Terre de Wollaston et la Terre de Victoria<sup>1</sup>. La zone silurienne est connue dans la partie méridionale de la Terre de Banks et elle forme la moitié septentrionale de la Terre du Prince Albert; elle comprend la Terre du Prince de Galles, les petites îles du détroit de Barrow, la plus grande partie de l'île Cornwallis et de North Devon jusqu'au Jones Sound, puis les deux rives du Lancaster Sound et du Prince Regent Inlet, North Somerset, vers le sud la plus grande partie de la presqu'île Boothia, avec le pôle magnétique et la Terre du Roi Guillaume<sup>2</sup>.

Dans le Peels Sound, les roches archéennes ou des roches granitiques plus récentes affleurent sur les côtes au-dessous du Silurien; le cap Mac Clure, dans la Terre du Prince de Galles, est indiqué comme formé de syénite éruptive.

Il est très remarquable, en présence du grand développement du terrain dévonien dans la vallée du Mackenzie, qu'on n'ait jusqu'ici rencontré dans l'archipel arctique que des vestiges isolés d'une zone dévonienne, par exemple aux îles de la Princesse Royale et à Byam Martin.

La zone suivante est principalement formée de grès et contient en divers endroits des couches de houille. Heer l'attribue, en se basant sur les données stratigraphiques et sur les empreintes végétales, au Carbonifère inférieur et à l'étage ursien<sup>3</sup>. Elle forme la moitié nord de la Terre de Banks, la moitié sud d'Eglinton, l'île Melville, à l'exception des deux presqu'îles septentrionales, Byam Martin, puis Bathurst, à l'exception des trois presqu'îles

[1. Voir la note précédente.]

2. La source la plus importante pour la connaissance de la faune silurienne de cette zone avant MacClintock est J. W. Salter, *On Arctic Silurian Fossils* (Quart. Journ. Geol. Soc., IX, 1853, p. 312-317).

3. Heer, *Flora fossilis arctica*, I, p. 19 et en d'autres endroits.

septentrionales, et peut-être se continue-t-elle au delà de North Devon dans les petites îles situées plus à l'E.

Cette zone houillère est suivie par une zone de Calcaire carbonifère marin, très fossilifère, qui la recouvre normalement. Elle comprend l'île du Prince Patrick, la partie septentrionale d'Eglinton, tous les promontoires septentrionaux de Melville et de Bathurst, les petites îles du détroit de Penny et l'île Grinnell<sup>1</sup>.

Cette zone de Calcaire carbonifère est la plus septentrionale; pourtant elle supporte, dans l'Est de l'île du Prince Patrick, puis sur le rivage nord-occidental de Bathurst et dans quelques petites îles au nord de l'île Grinnell, de petits lambeaux de terrains plus récents, qui indiquent l'existence d'une zone mésozoïque sous la mer Polaire. Les fossiles consistent en débris de Sauriens, puis en Ammonites et en quelques bivalves. Neumayr a comparé les fragments d'Ammonites de la pointe Wilkie, dans la Terre du Prince Patrick (76° 20' de lat. N.), à des formes du Jurassique moyen<sup>2</sup>.

Comme les zones parallèles qu'on vient d'indiquer se dirigent vers l'E.N.E. ou le N.E., on peut se demander si elles ne redeviennent pas visibles sur les rives occidentales du détroit de Smith et du canal Kennedy. L'exposé de la géologie de ces côtes donné par Feilden et De Rance (fig. 10) nous apprend, en effet, qu'ici encore il y a des roches archéennes, siluriennes et carbonifères, et que leur direction y est également N.E., mais les couches sont redressées et plissées, et nous nous trouvons par conséquent dans une région dont la structure est essentiellement différente<sup>3</sup>.

Nous ne jetterons qu'un rapide coup d'œil sur ces contrées.

Les roches archéennes du Ponds Inlet, du cap Walter Bathurst et de l'Est de North Devon forment, vers le nord, toute la côte élevée de la Terre d'Ellesmere; du cap Isabella, elles passent même sur la rive orientale du canal de Smith, où elles sont recouvertes par des couches tertiaires contenant des empreintes de feuilles, dans le voisinage de Port Foulke.

Les dépôts siluriens atteignent la côte en se dirigeant S.W.-N.E. et occupent presque tout l'espace compris entre le 79° et le 80°

1. Terre de Grinnell de quelques voyageurs, séparée de North Devon seulement par le détroit Arthur et qu'il ne faut pas confondre avec la Terre de Grinnell, sur le canal Kennedy, par 80° de lat. N.

2. M. Neumayr, *Die geographische Verbreitung der Juraformation* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Cl., L, 1883, p. 94 et 141).

3. Capt. H. W. Feilden and C. E. De Rance, *Geology of the Coasts of the Arctic Lands visited by the late British Expedition under Capt. Sir George Nares; Paleontology, by R. Etheridge* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIV, 1878, p. 556-639, carte et 5 pl., XXIV-XXIX).

degré de latitude; à l'île Bache, ils reposent presque horizontalement sur un substratum syénitique et granitique, mais déjà dans

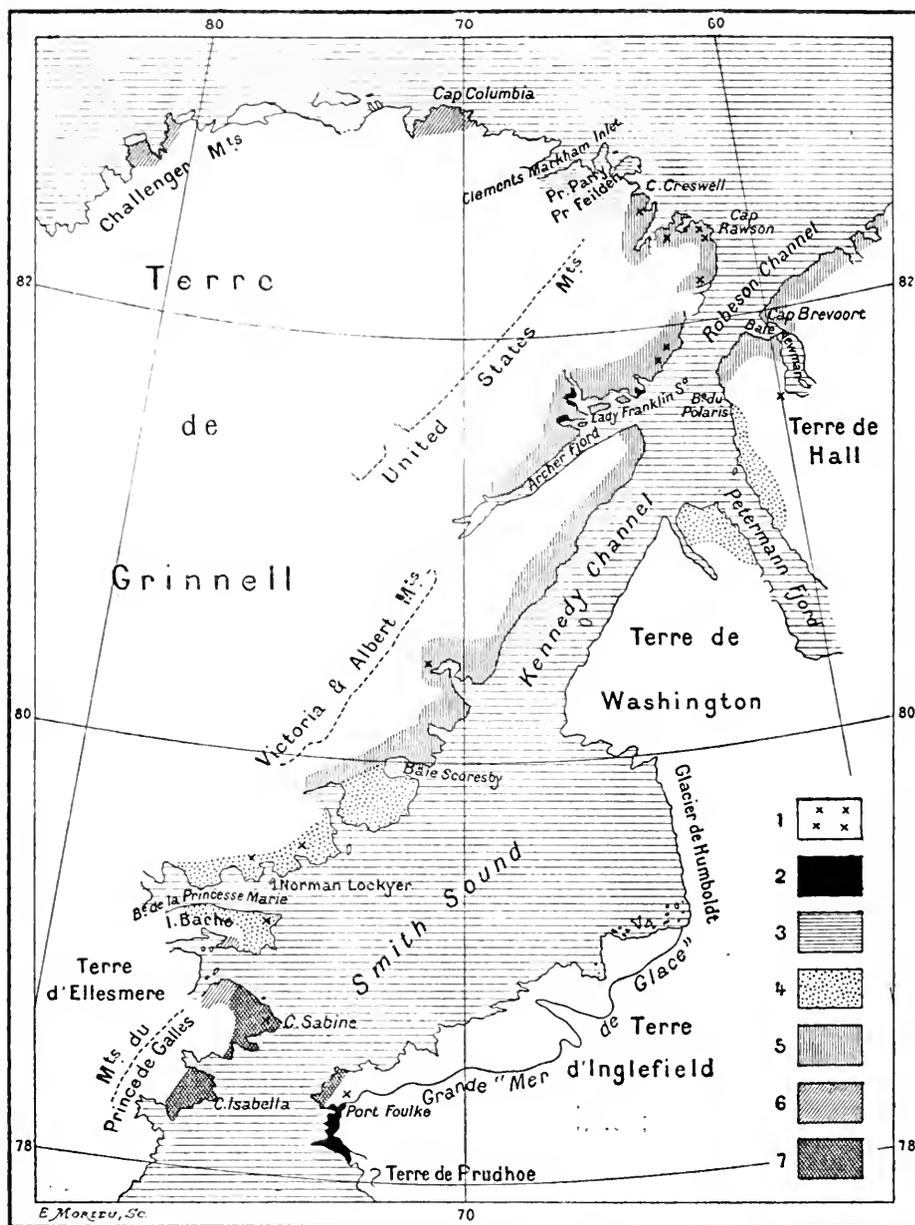


FIG. 10. — Carte géologique de la Terre de Grinnell et des régions adjacentes, d'après Feilden et De Ranee (*Quarterly Journal of the Geological Society of London*, XXXIV, 1878, pl. XXIV).

1. Dépôts erratiques et gisements de coquilles marines; 2. Lignite et couches à empreintes végétales (Miocène); 3. Calcaire carbonifère; 4. Calcaires et conglomérats (Silurien); 5. Couches du cap Rawson (Huronien?); 6. Micaschistes et roches métamorphiques; 7. Gneiss du cap Isabella (Laurentien?). — Échelle de 1 : 5 000 000,

l'île Norman Lockyer, par 79° 25' de lat. N., les couches sont fortement inclinées et même, à ce qu'il semble, elles constituent plus loin un anticlinal. Cette zone silurienne, qui, à l'ouest du Smith

Sound, se termine dans la baie Scoresby, se poursuit obliquement au delà de ce bras de mer en conservant la même direction; elle forme probablement, à l'E., une grande partie du sous-sol du glacier de Humboldt et de la Terre de Washington. Elle comprend également le fjord Petermann, la baie du Polaris et l'intérieur de la Terre de Hall jusqu'à la baie Newman.

Au nord de la région silurienne viennent des roches anciennes fortement plissées, micaschistes et quartzites, qui ont été désignées sous le nom de « Rawson beds ». Leur direction est N.N.E. et elles forment la rive occidentale, de la baie Scoresby jusqu'au cap Creswell, par 82° 40' de lat. N. Au delà du canal Robeson, elles constituent tout le pays au N. de la baie du Polaris et de la baie Newman.

Plus au nord, au delà des Rawson beds, il y a dans la baie Dana un peu de Dévonien; puis on rencontre dans les péninsulés Feilden et Parry, jusqu'au Clements Markham's Inlet, sur la côte nord de la Terre de Grinnell, du Calcaire carbonifère, qui est situé exactement dans le prolongement des couches de Calcaire carbonifère des îles Parry. Au delà, et sous le Calcaire carbonifère, jusqu'au point le plus extrême atteint, s'étendent les roches appartenant à la série des Rawson beds. —

Les observations qui viennent d'être rapportées nous permettent de résumer comme il suit les traits caractéristiques de cette région.

Le bouclier canadien, cette surface archéenne arasée sur laquelle s'étale la baie peu profonde de Hudson, est entouré par un anneau de dépôts paléozoïques horizontaux, qui n'a été complètement détruit par l'érosion qu'en quelques endroits, au S.E., vers le cours inférieur du Saint-Laurent, mais qui, partout ailleurs, est fermé, et dont la largeur est souvent très notable. A l'ouest le Dévonien apparaît dans cette bordure, sans que jusqu'ici on ait reconnu le Silurien à sa base. La limite du bouclier est indiquée au sud et à l'ouest par une longue série de grands lacs. Le lac Huron, avec les ramifications qui l'accompagnent au nord, les lacs Supérieur, Winnipeg, Athabasca, le Grand Lac des Esclaves, le lac La Martre et le Grand Lac de l'Ours sont disposés de telle sorte qu'une partie plus ou moins considérable de leur étendue appartient au bouclier archéen et l'autre partie à la ceinture paléozoïque. La limite atteint ensuite le Coronation Gulf, suit probablement le détroit de Simpson et traverse la presqu'île Melville, mais son tracé n'a pas été fixé plus au sud. On connaît cette ceinture dans

l'Est de Melville, au lac Nettilling et à l'extrémité supérieure de la Frobisher Bay. On ne connaît pas son prolongement sur le détroit de Hudson. Nous la retrouvons à Anticosti et enfin dans la région du Saguenay, où une érosion énergique n'en a laissé subsister que des lambeaux.

Cette ceinture est constituée, dans l'archipel arctique, par des zones de terrains paléozoïques en succession régulière, surmontés de lambeaux mésozoïques vers le nord. Vers l'ouest, la ceinture, formée surtout ou exclusivement par du Dévonien, s'enfonce sous le Crétacé de la région des Prairies. Vers le sud, elle passe au bombement du « Cincinnati Uplift » et aux plis des Appalaches. Vers le sud-est, elle est limitée par le Saint-Laurent et la chaîne plissée du Nouveau-Brunswick et de Terre-Neuve. Vers l'est et le nord-est s'élève comme limite, le long de la côte, une chaîne gneissique indépendante qui, partant du détroit de Belle-Isle, se prolonge sur la côte du Labrador jusqu'au détroit de Hudson et à l'île Résolution. Une autre grande chaîne gneissique ou un prolongement de celle dont il vient d'être question borde la côte de la presqu'île Cumberland, est interrompue à la Home Bay et atteint ensuite le cap Walter Bathurst. Plus au nord, les hautes montagnes de gneiss et de granite recommencent, dans la partie orientale de North Devon et le long des côtes de la Terre d'Ellesmere jusqu'au cap Sabine, dans le Smith Sound.

Les nombreux « inlets », golfes et « sounds » de l'archipel arctique sont découpés dans la ceinture paléozoïque horizontale, et le rivage septentrional du continent coïncide vraisemblablement sur un long parcours avec le bord septentrional du bouclier.

**2. Le bouclier baltique.** — Les traits essentiels de la partie de l'Amérique du Nord dont il vient d'être question se répètent d'une façon remarquable dans une partie de l'Eurasie septentrionale<sup>1</sup>. La Laponie et la Finlande<sup>2</sup> sont, comme le bouclier canadien, formées de roches archéennes qui étaient déjà plissées avant

[1. W. Ramsay a récemment proposé pour l'ensemble de ce territoire, comprenant la Scandinavie, la Finlande, la presqu'île de Kola, la Karélie russe et la région située entre les lacs Ladoga et Onéga, le nom de *Fennoskandia* (W. Ramsay, *Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit*, Fennia, XVI, n° 1, 1898, vi-151 p., 3 pl., carte.)]

[2. Sur les terrains anciens de ce pays, voir notamment J. J. Sederholm, *Über eine archaische Sedimentformation in südwestlichen Finland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges* (Bull. Commission géol. de la Finlande, n° 6, Helsingfors, 1899. In-8°, 257 p., 5 pl. et 2 cartes géol., dont 1 d'ensemble à 1 : 2500 000).]

l'époque silurienne<sup>1</sup>; elles sont, de même, entourées d'une ceinture arquée de sédiments paléozoïques horizontaux, et doivent surtout la dénudation de leur surface à l'effort des glaces quaternaires; enfin, le sol y est également recouvert par un labyrinthe inextricable de petites nappes d'eau, que réunit un réseau enchevêtré de rigoles d'écoulement. De part et d'autre, la zone où les terrains paléozoïques viennent s'appuyer sur les roches archéennes est occupée par une série de grands golfes et de lacs intérieurs : en effet, la limite de la ceinture paléozoïque, à partir de la côte de Suède, en face d'Öland, se dirige à travers la mer Baltique en passant au N. de Gotland et au N. de Dagö; elle franchit ensuite le golfe de Finlande, en longeant sa rive méridionale, et le lac Ladoga, dont elle suit également de très près le bord sud, s'oriente un peu plus obliquement vers le nord à travers la partie méridionale du lac Onéga, atteint la mer non loin de la ville d'Onéga, traverse vraisemblablement la presqu'île située au nord et le golfe d'Arkhangel, puis passe sous la mer jusqu'au cap Voronov.

C'est ainsi que la mer Baltique nous représente une submersion partielle de la plate-forme archéenne arasée, analogue à la baie de Hudson, quoique de plus faibles dimensions; le golfe de Finlande, les lacs Ladoga et Onéga et les golfes dépendant de la mer Blanche occupent une situation analogue à celle du lac Supérieur, du lac Winnipeg et des autres lacs de la guirlande américaine, dont le nom a souvent été mentionné dans les pages précédentes, avec le Coronation Gulf et ses prolongements. On peut leur appliquer à tous ce que Richardson, il y a longtemps déjà, signalait comme caractéristique pour ces nappes d'eau de l'Amérique du Nord, à savoir que dans chacun de ces exemples une partie du contour est archéenne, tandis que l'autre est paléozoïque; et les lacs situés au sud de cette région bordière, à la surface même du territoire paléozoïque, comme le Peipous, le lac Ilmen et d'autres, correspondent au Winnipegosis et à son cortège.

Cette ceinture paléozoïque offre cette particularité que, dans sa partie occidentale et même encore au sud du golfe de Finlande, les différents termes de la série cambrienne et silurienne se recouvrent en succession régulière, de sorte qu'à mesure qu'on

[1. Sur la classification de ces terrains, voir A. E. Törnebohm, *Om användandet af termerna arkeisk och algonkisk på Skandinaviska förhållanden* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XVIII, 1896, p. 283-299); J. J. Sederholm, *Om indelningen af de prekambriskas formationerna i Sverige och Finland och om nomenklaturen för dessa äldsta bildningar* (Ibid., XIX, 1897, p. 20-53.)]

s'éloigne on rencontre des sédiments de plus en plus récents ; mais au nord-est, le grès rouge dévonien empiète de plus en plus sur les zones siluriennes parallèles, à partir du sud et de l'est, les masquant l'une après l'autre, de sorte que, sur le bord sud du lac Ladoga, il n'y a plus que les étages intérieurs de ce système, les plus anciens par conséquent, qui soient visibles entre les roches archéennes et le grès rouge dévonien, jusqu'à ce qu'enfin ce dernier vienne toucher directement la région archéenne : du côté de l'Océan Glacial arctique, en effet, il n'y a plus de bancs cambriens ou siluriens, on n'y connaît que des roches archéennes et le grès rouge.

Cette transgression du grès dévonien est connue depuis longtemps ; déjà Murchison l'avait clairement décrite<sup>1</sup>, et, comme j'aurai à revenir plus loin sur ce phénomène, il y a lieu de mentionner les détails suivants.

Dans la longue île d'*Öland*, la direction des couches coïncide sensiblement, d'après Dames, avec la direction de l'île elle-même, allongée vers le N.N.E., de sorte que l'on voit affleurer les étages cambriens sur le bord occidental et, à l'E., en succession régulière, les étages du Silurien inférieur<sup>2</sup>. *Gotland* appartient tout entier au Silurien supérieur ; des couches de plus en plus récentes s'y succèdent dans la direction du S.E., et les limites des divers étages du Silurien supérieur coupent l'île en biais, du S.W. au N.E., d'après la carte de F. Schmidt<sup>3</sup>.

Les travaux de détail de Grewingk et de Fr. Schmidt nous apprennent que la direction des couches, orientées N.N.E. Öland et N.E. à Gotland, tourne si complètement sous la mer qu'à Dagö et à Ösel, puis en Esthonie, elle va de l'W. à l'E., parallèlement à la rive méridionale du golfe de Finlande. Les dépôts cambriens longent cette côte ; vers le sud, ils sont suivis par les bancs du Silurien inférieur, comme à Öland ; Dagö et Ösel son

1. R. I. Murchison, E. de Verneuil and Ct. Al. von Keyserling, *The Geology of Russia in Europe and the Ural Mountains*, in-4°, 1845, I, p. 41-49.

2. W. Dames, *Geologische Reisenotizen aus Schweden* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXIII, 1881, p. 415-433).

3. Friedr. Schmidt, *Beiträge zur Geologie der Insel Gotland* (Archiv f. d. Naturk. Liv.-, Esth- und Kurlands, Dorpat, 1<sup>re</sup> sér., II, 1859, p. 403-464, carte). [Voir aussi G. Lindström, *Ueber die Schichtenfolge des Silur auf der Insel Gotland* (Neues Jahrb. f. Min., 1883, I, p. 147-164, pl. V.) ; W. Dames, *Ueber die Schichtenfolge der Silurbildungen Gotlands und ihre Beziehungen zu obersilurischen Geschieben Norddeutschlands* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Berlin, Jahrg. 1890, II, p. 1111-1129) ; C. Wiman, *Über silurische Korallenriffe in Gotland* (Bull. Geol. Inst. Univers. Upsala, ed. by Hj. Sjögren, III, part 2, 1897, p. 311-326, pl. VIII-X, 1898).]

en Silurien supérieur, comme Gotland, et les couches siluriennes les plus récentes affleurent dans la partie méridionale d'Ösel. Le grès rouge forme le rivage du golfe de Riga, et dans l'angle nord-oriental de ce golfe, dans le voisinage de la baie de Pernau, il repose sur le Silurien supérieur; mais l'étage le plus récent du Silurien supérieur, qui est visible dans le Sud d'Ösel, semble avoir déjà disparu, et le grès rouge gagne alors de plus en plus vers le nord, masquant le Silurien, de sorte qu'entre Saint-Pétersbourg et Gatchina on n'aperçoit plus que les couches cambriennes et un étroit liséré de couches du Silurien inférieur; à l'embouchure du Sias dans le lac Ladoga, on n'observe plus, au-dessous du grès rouge, qu'une zone cambrienne, et bientôt le terrain archéen et le grès forment seuls la surface du sol<sup>1</sup>.

Dans cette région, il y a bien dans le Silurien quelques légères ondulations, mais les plus marquées ne semblent pourtant que des retroussements ou des froissements en rapport avec des failles; en général, l'allure des couches paléozoïques est des plus tranquilles. Par un contraste frappant, les roches archéennes sont plissées, et la direction des plis, sur le bord des grands lacs, comme l'a montré Inostrantsev, est N.W.-S.E. c'est-à-dire perpendiculaire à la direction de la ceinture paléozoïque; ce sont ces plis qui déterminent les presqu'îles de la partie septentrionale du lac Onega<sup>2</sup>.

Sur la rive sud et sud-est de ce lac règne le grès rouge, qui, comme nous l'avons dit, occupe la portion orientale de la baie d'Onéga. Dans la petite île de Ki-Ostrov, à quelques milles au nord de la

1. C. Grewingk, *Erläuterungen zur zweiten Ausgabe der geognostischen Karte Liv-Est- und Kurlands*, in-8°, 123 p., 1 pl., carte, Dorpat, 1879; publ. aussi dans les Arch., f. Naturk., Dorpat, 1<sup>re</sup> sér., VIII; Fr. Schmidt, *Revision der ostbaltischen Silurischen Trilobiten nebst geognostischen Uebersicht des ostbaltischen Silurgebiets* (Mém. Acad. Imp. Sc. St.-Pétersbourg, 7<sup>e</sup> sér., XXX, 1881, p. 55 et suiv.), et *On the Silurian (and Cambrian) Strata of the Baltic Provinces of Russia* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXVIII, 1882, p. 514-535, pl. XXIII : carte). [Voir aussi F. Schmidt, *Einige Bemerkungen über das baltische Obersilur* (Bull. Acad. Imp. Sc. St.-Pétersbourg, nouv. sér., II (XXXIV), 1891, p. 381-406, carte géol.); *Carte géologique de la Russie d'Europe éditée par le Comité géologique*, 1892, feuilles 1 et 3; *Guide des Excursions du VII Congrès Géologique International*, in-8°, St.-Pétersbourg, 1897 : *Excursion durch Estland*, von F. Schmidt (XII), 21 p.; *Kurze Uebersicht der Geologie der Umgebung von St. Petersburg*, von F. Schmidt (XXXIV), 14 p., carte géol.]

2. A. A. Inostrantsev, *Carte géologique de la partie septentrionale du Gouvernement d'Olonetz* (Matériaux pour la Géol. de la Russie, VII, 1877, pl. II), et dans d'autres publications. [Il en est de même au nord du lac Ladoga : A. E. Törnebohm, *Om Pitkäranta malmfält och dess omgifningar* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XIII, 1891, p. 313-334, pl. 4 : carte); H. Blankett, *Om Valimäki malmfält jämte några andra geologiska data från Sordavala socken i Östra Finland* (Ibid., XVIII, 1896, p. 201-227, pl. 2, 3 : carte à 1 : 200 000).]

ville d'Onéga, Murchison a rencontré des gneiss granitiques en bancs verticaux<sup>1</sup>.

Dirigeons-nous maintenant vers le Sud de la presqu'île scandinave.

Le simple examen d'une carte laisse deviner que la Scanie occupe une situation indépendante. La côte méridionale de la Scandinavie présenterait un dessin beaucoup plus régulier, si la côte légèrement arquée du Bohuslän et du Halland se rattachait directement à celle de Blekinge, et la Scanie apparaît comme un appendice hétérogène.

On voit en effet, en Scanie, les fragments d'un grand plateau, morcelé par des cassures. On y trouve des sédiments mésozoïques qui font défaut dans le reste de la Scandinavie, bien qu'ils aient probablement possédé jadis une extension beaucoup plus grande vers le nord. Outre des roches présiluriennes et siluriennes, on rencontre de l'argile rouge, assimilée en général au Keuper, puis des sédiments avec couches de houille des époques rhétienne et liasique, ces derniers comprenant des assises marines, enfin le terrain crétacé moyen et supérieur. En un point, la série carbonneuse butte contre le gneiss, dans une autre localité contre le Silurien; le terrain crétacé repose tantôt sur le Lias, tantôt butte contre le Silurien, tantôt repose sur le gneiss; et Ed. Erdmann a montré que tout le pays est sillonné de grandes fractures longitudinales, allant du N.W. au S.E., et suivant lesquelles le sol s'est inégalement enfoncé de manière à donner naissance à des fosses (*Gräben*) et à des horsts. Les recherches de Nathorst ont appris en outre que cet affaissement s'était produit à diverses époques, et qu'il est possible de grouper ces fractures en plusieurs systèmes d'âge différent<sup>2</sup>.

Nous voyons le Hallands Äs avec le Hallands Väderö, au nord du Skelder Vik, et le Kullen, au sud de ce golfe, faire saillie vers

1. Murchison, Ouvr. cité, p. 21, 22.

2. Ed. Erdmann, *Description de la formation carbonifère de la Scanie*, in-4°, 38 p., 4 pl. carte, 1873 (publication du Bureau Géol. de la Suède); M. Erdmann a eu la bonté de me communiquer depuis lors de nouveaux relevés des lignes de faille; G. Nathorst, *Till frågan om de skånska distokationernas ålder* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., IX, 1887, p. 74-130, 2 cartes, pl. 3, 4). Une des fractures transversales est nettement figurée par Hauchecorne dans la *Zeitschr. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen*, XXIII, 1875, Texttaf. b. [Sur la géologie de la Scanie, voir aussi A. G. Nathorst, *Sveriges Geologi*, in-8°, Stockholm, 1894, p. 125 et suiv., 161-212; E. Erdmann, *Beskrifning öfver Skånes stenskolsfält och grufvor*, H. 1, in-4°, 124 p., 10 pl. (Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C, 65, 1887); B. Lundgren, *Öfversigt af Sveriges mesozoiska bildningar* (Lunds Universitetets Årsskrift, XXIV, 1888, p. 1-37); *List of the fossil faunas of Sweden, part III, Mesozoic*, Stockholm, 1888; J. C. Moberg, *Om Lias i sydöstra Skåne* (K. Vetenskaps Akad. Handlingar, XXII, n° 6, 1887, in-4°, 86 p., 1 carte, 3 pl.; reprod. Sveriges

le N.W. en formant deux horsts; le Romele Klint, dans l'intérieur du pays, est un horst analogue, et l'avancée du pays vers le S.E., entre Ystad et Cimbrishamn, est également déterminée par des fractures qui s'orientent vers le S.E. Nous pouvons distinguer, parmi ces fractures, celles qui se sont produites après le Silurien et avant le Keuper, d'autres qui ont pris naissance avant le Crétacé, et d'autres encore qui se sont formées après le Crétacé; ainsi s'explique la superposition du Crétacé au gneiss, c'est-à-dire à un ancien horst dénudé. Nathorst nous apprend que le horst du Kullen, par exemple, ainsi que son prolongement probable, le Söder Åsen, est bordé au S. par une fracture antérieure au Trias, et vers le N. par une autre qui est postérieure au Crétacé; et ce pays, qui n'a été soumis à aucun plissement depuis l'époque cambrienne, nous offre un nouvel et instructif exemple de l'éroulement d'un plateau, s'opérant en quelque sorte pièce par pièce, à diverses époques. Il y a aussi quelques petites fractures transversales, dirigées N.N.E. Des filons anciens de diabase suivent les fractures maîtresses, orientées S.E., et des dykes basaltiques récents semblent correspondre, par leur direction N.N.E., aux failles transversales.

Bornholm est le prolongement de ce plateau fracturé, ou plutôt du horst formé de gneiss et de sédiments paléozoïques qui pointe au Mellby Åsen et aux environs de Cimbrishamn. Dans la partie sud-ouest de Bornholm, on retrouve également la série charbonneuse de Scanie, affaissée en même temps que des lambeaux crétacés<sup>1</sup>.

Après en avoir séparé la Scanie avec Bornholm, jetons un coup d'œil sur la grande presqu'île scandinave<sup>2</sup>.

A l'ouest, du côté de l'Océan Atlantique, s'élève une haute chaîne

Geol. Undersökning, Ser. C, 99, 1888); *Bidrag till kännedomen om Sveriges mesozoiska bildningar* (Bihang till K. Vetenskaps Akad. Handlingar, XIX, Afd. II, n° 2, 18 p., 1893); K. A. Grönwall, *Öfversigt af Skånes yngre öfversiluriska bildningar* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XIX, 1897, p. 188-244, pl. 2, 3; Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C, 170.)]

1. K. v. Seebach, *Beiträge zur Geologie der Insel Bornholm* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XVII, 1865, p. 338-347, pl. VIII); M. Jespersen, *Bidrag till Bornholm's Geotektonik* (Naturhist. Tidskr., Kjöbenhavn, 3<sup>e</sup> sér., V, 1867, p. 33-52, pl. VII); Nathorst, *Mém. cité*, p. 116 et suiv. [Voir aussi F. Johnstrup, *Abriss der Geologie von Bornholm* (Jahresber. Geogr. Ges. Greifswald, IV, 1889-90 (1891), p. 1-66, 2 cartes); E. Cohen und W. Dcecke, *Über das krystalline Grundgebirge der Insel Bornholm* (Ibid., IV, 61 p.).]

[2. Voir H. Reusch, *Geologisk kart over de skandinaviske lande og Finland*, 1 : 8 000 000, Kristiania, 1890; *Fjeld- og jordarter i de skandinaviske lande og Finland*, in-8, 32 p., Kristiania, 1890; A. E. Törnebohm, *Grunddragen af Sveriges Geologi*, andra uppl., in-8°, Stockholm, 1894; A. G. Nathorst, *Sveriges Geologi*, in-8°, Stockholm, [1894.]

de montagnes. Vers l'est et le sud, du côté de la mer Baltique et du Skagerrak, s'étend une large contrée, basse dans tout le Sud de la presqu'île, et formée principalement de roches archéennes. La limite entre la chaîne montagneuse de l'Ouest et le pays archéen de l'Est est indiquée par un grand escarpement, qu'on peut suivre

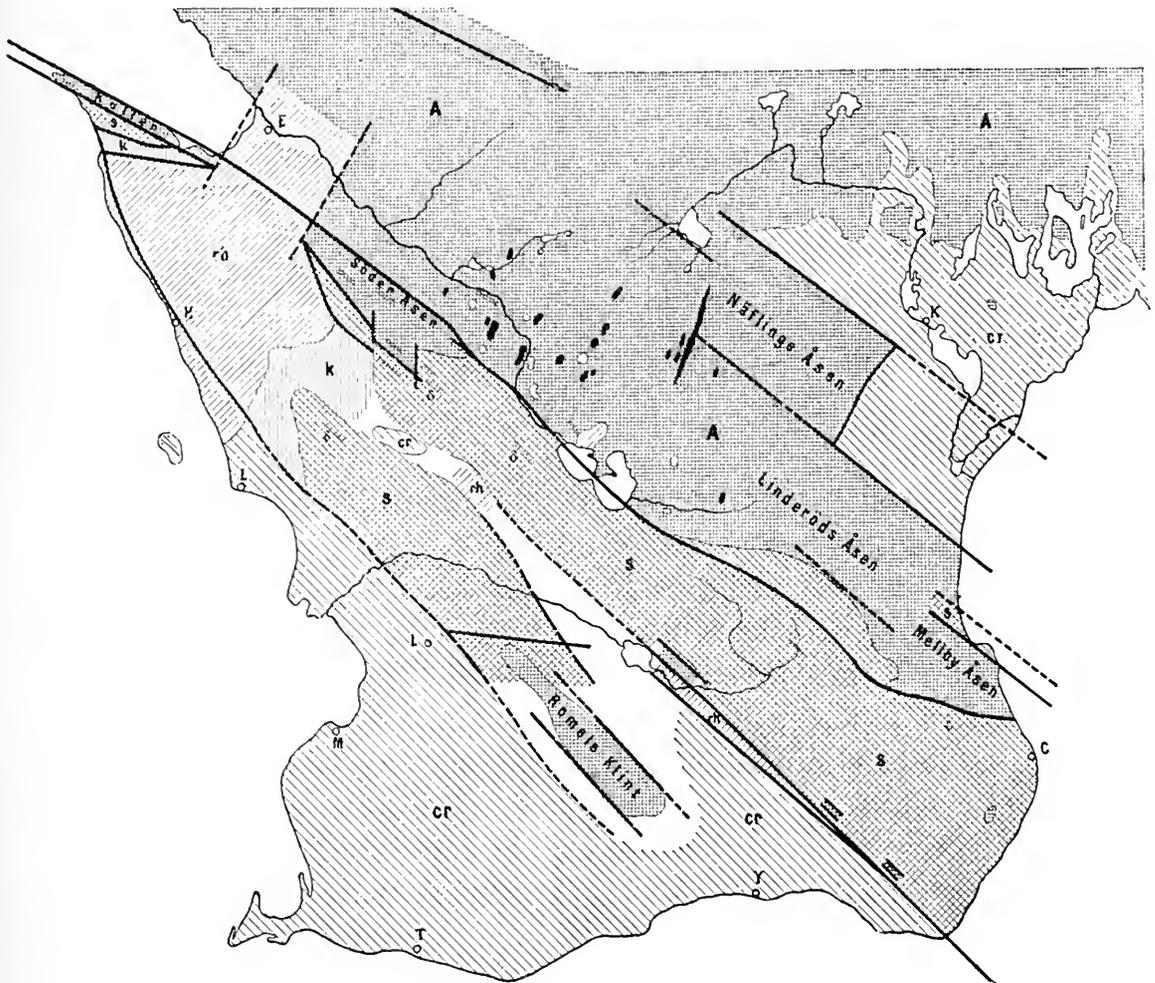


FIG. 11. — Les failles de la Scanie, d'après A. G. Nathorst.

A, Archéen ; s, Cambrien et Silurien ; k, Keuper ; rh, Rhétien et Lias ; cr, Crétacé ; d, diabase ; noir = basalte. Les traits pleins représentent les failles observées, les traits brisés les failles hypothétiques. — Abréviations : C, Cimbrishamn ; E, Engelholm ; H, Helsingborg ; K, Kristianstad ; L, Landskrona ; L, Lund ; M, Malmö ; T, Trälleborg ; Y, Ystad. — Échelle de 1 : 1 200 000 environ.

de Stavanger, par 59° de lat. N., jusque dans la partie septentrionale du district de Tromsø, par 70°, suivant une ligne irrégulière, souvent interrompue, mais qui se prolonge cependant en somme parallèlement à la direction générale de la péninsule. Bien qu'une grande partie de la région montagneuse soit formée de chaînons plissés qui, pour la plupart, atteignent obliquement la côte de l'Atlantique, néanmoins, dans une portion considérable de la falaise

de l'Est, la stratification est absolument horizontale, et en avant de cette falaise s'élèvent encore, en pleine région archéenne, des massifs montagneux isolés, constitués par les mêmes terrains horizontaux, et qu'on doit considérer comme des avant-coureurs du grand escarpement. Cet accident, dans son ensemble, ne coïncide donc pas avec une fracture continue. C'est certainement, dans la plus grande partie de son parcours, une simple limite de dénudation; aussi Pettersen, en décrivant la partie septentrionale, il y a quelques années, a-t-il pu dire, avec beaucoup de raison, que, dans le Nord, la chaîne doit s'être étendue autrefois vers l'est bien au delà de cet escarpement terminal.

La région archéenne est limitée à l'E. par la bordure silurienne horizontale qui, à l'ouest d'Öland, affleure encore dans la presqu'île, mais qui ensuite, comme nous l'avons déjà vu, passe sous la mer Baltique et se dirige vers le golfe de Finlande. Elle occupe le Sud de la Norvège et la plus grande partie de la Suède. Au nord, elle est élevée et couverte d'épaisses forêts; au sud, elle porte les grands lacs; partout elle offre les traces du rabotage énergique résultant de l'action des glaces. Autrefois, elle a dû être recouverte par une nappe continue de couches siluriennes, mais quelques lambeaux de cette couverture ont seuls échappé à la destruction, d'ordinaire grâce aux affaissements<sup>1</sup>.

Le plus important de ces paquets affaîssés est la remarquable bande de dépôts siluriens, longue de plus de 200 kilomètres, qui, du pied oriental de la grande chaîne, se dirige vers le S.S.W. par le lac Mjösen et Kristiania, puis suit le côté occidental du fjord, et dont la partie moyenne est fréquemment désignée sous le nom de *bassin silurien de Kristiania* (fig. 12).

Cette bande a, en effet, subi des vicissitudes prodigieuses. Des portions considérables en furent plissées et arasées, puis elle s'affaîssa dans les profondeurs, en se morcelant en voussoirs multiples (fig. 13); plus tard, ou plus vraisemblablement à la même époque, elle fut injectée en tous sens par un granite rouge, le granite de Drammen; elle fut ensuite percée de filons éruptifs plus récents, et plus tard encore tailladée par de nombreux effondrements linéaires, qui ont donné naissance aux vallées transversales actuelles (fig. 14)<sup>2</sup>.

[1. Voir la *Carte géologique générale de la Suède* à l'échelle de 1 : 1 000 000, feuille méridionale, avec notice, 1884; A. G. Nathorst, *Sveriges Geologi*, p. 74-78, 138 et suiv.]

2. Th. Kjerulf, *Dislokationerne i Kristianiadalen* (Nyt Magaz. f. Naturvid., Christiania, XXVIII, 1884, p. 79-88 et 171-197), ainsi que dans beaucoup d'autres mémoires.

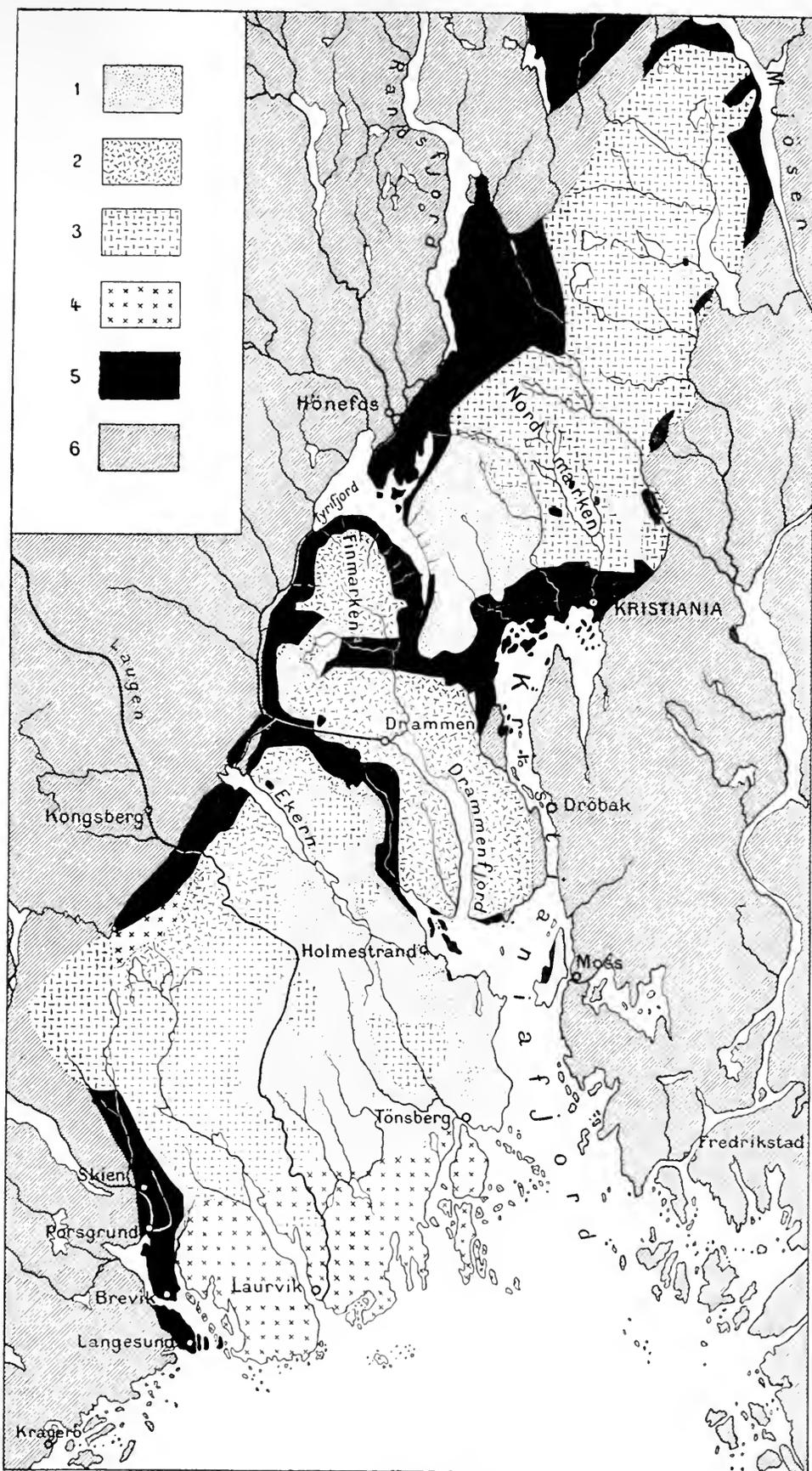


FIG. 12. — Carte géologique du bassin silurien de Kristiania, d'après W. C. Brøgger (*Zeitschrift für Krystallographie*, XVI, 1890, pl. XXVIII).

1. « Rhombenporphyre » et Porphyrite à augite; 2. Granite; 3. Syénite quartzifère (Nordmarkite, etc.); 4. Syénites à augite (Laurvikite), à mica et à néphéline (Laurdalite); 5. Dévonien et Silurien; 6. Archéen. — Échelle de 1 : 1 200 000.



Au nord, sur le lac Mjösen, le plissement est très accusé, et on observe même des renversements. A Kristiania, il est également énergique; les exemples sont nombreux et souvent cités d'intrusions granitiques, affectant la forme de laccolithes, avec métamorphisme du calcaire au toit; de cassures, ramenant les couches siluriennes au niveau du gneiss ancien, et de décrochements relatifs des divers voussoirs, circonstances qui caractérisent les rives du fjord au sud et au sud-ouest de Kristiania. C'est de ce côté, vers le S.W., que se trouvent aussi les petites failles d'affaissement si remarquables que Kjerulf a décrites. Brögger a fait connaître d'une manière extrêmement instructive les détails des mouvements du massif et de son injection <sup>1</sup>.

Plus au sud, entre Skien et Langesund, il n'y a pas de plissement. Une bande étroite de terrain silurien repose à l'ouest sur le gneiss, et s'enfonce à l'est sous un massif très étendu de syénite, son inclinaison allant en augmentant rapidement comme dans une flexure. Cette bande étroite est aussi, comme l'a indiqué Brögger, traversée par des failles longitudinales et transversales et par de multiples filons in-

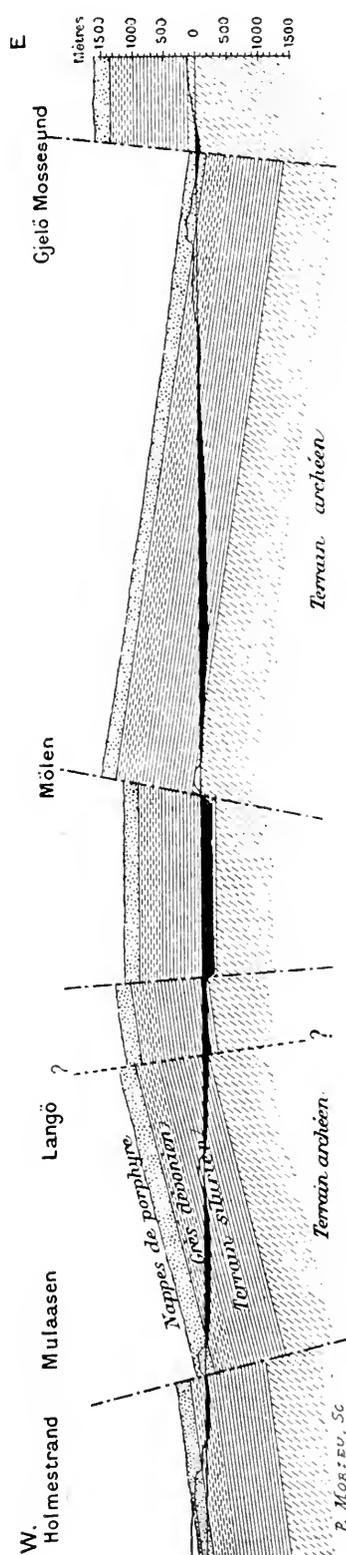


Fig. 13. — Coupe de la bande silurienne affaissée du fjord de Kristiania, entre Holmestrand et Moss, d'après W. C. Brögger (Ueber die Bildungsgeschichte des Kristianiafjords, Nyt Magazin for Naturvidenskaberne, XXX, 1886, p. 200-201, fig. 20).

Échelle de 1 : 150 000 (hauteurs et longueurs). — Les parties enlevées par l'érosion sont supposées rétablies.

1. W. C. Brögger, *Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker*; Universitätsprogramm für 2. Sem. 1882, in-8°, 376 p., 13 pl., Kristiania, 1882; et surtout *Ueber die Bildungsgeschichte des Kristianiafjords* (Nyt Magaz. f. Naturvid., XXX, 1886, p. 96-244, carte); voir en outre *Om Kristianiafjordens dannelse* (Naturen, 1886, n° 7, 8); et A. Penck, *Ueber einige Kontaktgesteine des Kristiania-Silurbeckens* (Nyt Magaz., XXV, 1880, p. 62-82); Ed. Reyer, *Vier Ausflüge in die Eruptivmassen bei Christiania* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXX, 1880, p. 27-42), etc. J'ai eu

trusifs; les voussoirs se sont enfoncés à des profondeurs différentes. Brögger a montré en même temps que l'effondrement de ces voussoirs et la montée des roches éruptives sont probablement deux phénomènes connexes<sup>1</sup>. Or comme l'île Nord Koster appartient encore au Silurien, l'on arrivera peut-être à démontrer un jour que toute la côte, jusqu'aux failles de la Scanie, est le prolongement de cette cassure orientale.

A l'est de cette grande zone affaissée, les lambeaux de terrains sédimentaires anciens, protégés par des failles, ne manquent pas non plus; on en connaît sur le bord sud-est du lac Venern, entre celui-ci et le Vettern, sur la rive orientale du Vettern, puis au nord de ce lac et ailleurs; et Nathorst pense même que la limite si tranchée qui sépare le gneiss et le granite, dans le Sud de la Suède, est due à une grande faille présilurienne. Cette faille partirait des environs de Sölvesborg, sur la côte méridionale, couperait obliquement l'extrémité méridionale du Vettern, et viendrait toucher le bord oriental du Venern pour s'infléchir ensuite légèrement vers le N.N.W. jusqu'aux hautes montagnes. Elle irait du 56° au 61° degré de lat. N., et sa lèvre occidentale, formée de gneiss, correspondrait à la partie affaissée. Les intrusions d'hypérite qui se présentent dans le gneiss, au voisinage de cette ligne, seraient peut-être une conséquence de l'affaissement lui-même<sup>2</sup>.

L'opinion d'après laquelle ce massif archéen aurait subi de grands affaissements, à une époque très ancienne, paraît du reste rencontrer parmi les géologues scandinaves des adhérents de plus en plus nombreux, et Svedmark a esquissé tout un système de

moi-même l'occasion de visiter avec M. L. Burgerstein plusieurs des points les plus caractéristiques du contact du granite de Drammen avec les dépôts siluriens, de ramasser au contact des fragments d'*Halysites* transformés en vésuvienne et de me convaincre de l'exactitude de la description du granite de Drammen donnée par Kjerulf. Les recherches de Brögger comptent parmi les plus détaillées que nous possédions sur la formation d'une grande fosse d'affaissement. [Voir aussi W. C. Brögger, *Geologisk kart over Öerne ved Kristiania* (Nyt Magaz. for Naturvid., XXX, 1887, p. 162-195, carte à 1 : 10 000); *Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite* (Zeitschr. f. Krystallogr. u. Mineralogie, hersg. v. P. Groth, XVI, Leipzig, 1890, xviii-663 p., 29 pl.); *The Basic Eruptive Rocks of Gran. A preliminary Notice* (Quart. Journ. Geol. Soc. London, L, 1894, p. 15-38); *Die Eruptiv-Gesteine des Kristiania-Gebietes*, I-III (Kristiania Videnskabsseksk. Skrifter, I, Mathem.-naturv. Klasse, 1894-1898, cartes); K. O. Björlykke, *Geologiske billeder fra Kristiania by* (Det Norske Geogr. Selskabs Aarboeg, VIII, 1896-1897, p. 77-113, nombr. fig.); et *Geologisk kart med beskrivelse over Kristiania*, in-8°, carte, Kristiania, 1898.]

1. W. C. Brögger, *Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien* (Nyt Magaz. f. Naturvid., XXVIII, 1884, p. 253-419, carte).

2. G. Nathorst, *Ett försök att förklara orsaken till den skarpa gränsen mellan södra Sveriges vestra och östra urterritorium* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., VIII, 1886, p. 95-102). [Voir aussi *Sveriges Geologi*, p. 50, carte.]

fractures hypothétiques pour la région située au nord de Stockholm, jusqu'à la mer d'Åland, remarquable par sa profondeur tout à fait exceptionnelle<sup>1</sup>. —

La région montagneuse qui, pour une partie notable, représente un véritable plateau, offre des caractères essentiellement différents.

De Kragerø à l'est jusqu'à Stavanger à l'ouest, toute la côte méridionale de la Norvège est formée de gneiss et de granite, et ces mêmes roches forment aussi tout l'intérieur du pays au nord de Kristiansand. C'est la partie occidentale de la région archéenne.

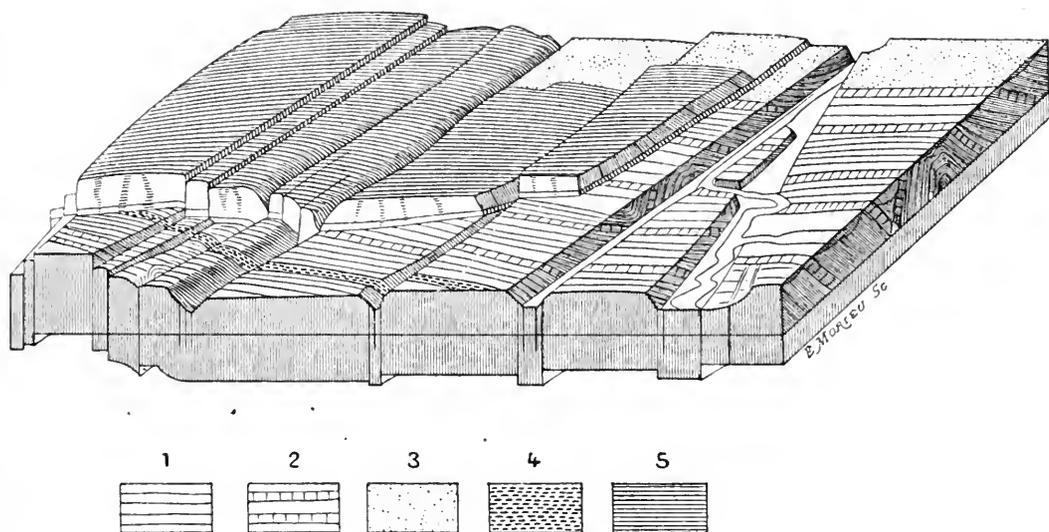


FIG. 14. — Modèle d'une partie de la région silurienne de Kristiania : environs de Sandvik, d'après Th. Kjerulf (*Dislokationerne i Kristianiadalen*, II; *Nyt Magazin for Naturvidenskaberne*, XXVIII, 1883, p. 180).

1. Silurien; 2. Horizons caractéristiques dans le Silurien supérieur; 3. Grès sans fossiles;
4. Filon de porphyre feldspathique; 5. Porphyre.

A partir de Stavanger, on voit s'élever au-dessus de cette région archéenne, vers le N.E., un escarpement qui avance et recule en dessinant des lobes irréguliers : c'est le bord du Langfjeld, et en même temps le commencement de la grande falaise orientale. Ce qui frappe dans sa constitution relativement au territoire situé plus à l'est, c'est l'épaisseur qu'y acquiert le terrain cambrien, grâce à l'intercalation de masses puissantes de quartzites et de schistes, Tellef Dahll l'a examiné au N.E. de Stavanger; il trouva cet

1. Eug. Svedmark, *Orografiska studier inom Roslagen* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., IX, 1887, p. 188-210, carte, pl. 6). [Voir aussi C. Wiman, *Ueber das Silurgebiet des Boltnischen Meeres*, I (Bull. Geol. Inst. Univers. Upsala, ed. by Hj. Sjögren, I, 1892-1893, p. 65-75). Sur le réseau de cassures des environs du Mälär, voir G. De Geer, *Stockholmstraktens geologi*, dans l'ouvrage : *Stockholm, Sveriges hufvudstad*, 3 vol. in-8°, Stockholm, 1897, 27 p., cartes.]

abrupt formé de couches presque horizontales de quartzites et de schistes lustrés, et au Huulberg, où se réunissent les limites des trois diocèses méridionaux de la Norvège, il découvrit vers la partie inférieure de cette série stratigraphique une couche avec *Dictyograptus flabelliformis* (*Dictyonema sociale*); toute la série fut donc rapportée à l'étage « primordial ». Sur le Hallingskarven, près de l'origine du Hardangerfjord, un granite plus récent repose, d'après le même géologue, sur cet ensemble de couches. En d'autres points, des micaschistes et des schistes amphiboliques sont signalés comme surmontant ces mêmes assises, à un niveau bien plus élevé (fig. 15)<sup>1</sup>.

La série de schistes et de quartzites en couches horizontales se

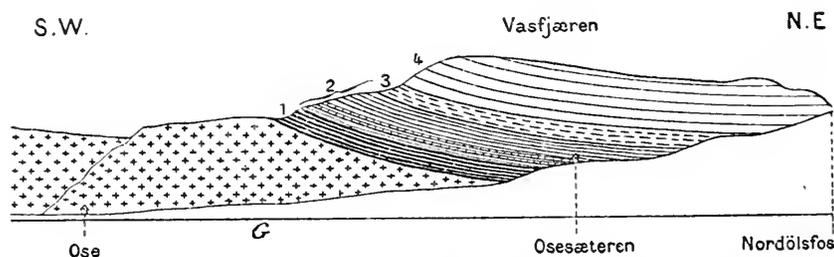


FIG. 15. — Coupe du versant nord-ouest du Norddal, environs d'Ulvik, montrant la superposition du gneiss au terrain silurien, d'après W. C. Brögger (*Lagfølgen på Hardangervidda*, 1893, p. 58, fig. 17).

G. Granite ; 1. Schistes alunifères et phyllades noirs ; 2. Phyllades gris et verts, avec bancs de grès et calcaire ; 3. Schistes clairs ; 4. Gneiss supérieurs.

continue au N.E. à travers une partie du Vidden et le Hallingdal jusque dans le Gudbrandsdal ; elle forme aussi quelques îlots disséminés en avant du bord oriental des montagnes. Il faut considérer le quartzite de la haute chaîne comme représentant une division récente de la série, mais l'on signale encore dans cette région la présence, sur les sommets, de micaschistes, de gneiss œillés et de schistes amphiboliques. Toutefois, l'allure des roches n'est pas suffisamment connue<sup>2</sup>.

Au nord de cette région s'élèvent les sauvages montagnes du Jötun Fjeld, formées de gabbro. Une petite carte d'ensemble, publiée

1. Tellef Dahll, *Über die Geologie Tellemarkens*, deutsch von W. Christophersen, in-4°, Christiania, 1860, p. 17-19.

2. Kjerulf, *Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegen*, p. 184. [Voir W. C. Brögger, *Lagfølgen på Hardangervidda og den såkaldte « højfjeldskvarts »*, in-8°, 142 p., 31 fig., résumé allemand, Kristiania, 1893 (Norges Geol. Undersøgelse, n° 11 ; compte rendu critique par A. E. Törnebohm, Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XVI, 1894, p. 161-164) ; H. Reusch, *Geologiske iagttagelser fra Telemarken, Indre Hardanger, Numedal og Hallingdal* (Christiania Vidensk.-Selsk. Forhandl., 1896, n° 2, 102 p., résumé en anglais).]

par Reusch (fig. 16), donne l'impression que cette grande trainée de gabbro jalonne la limite (*aa'*) entre la partie orientale de la

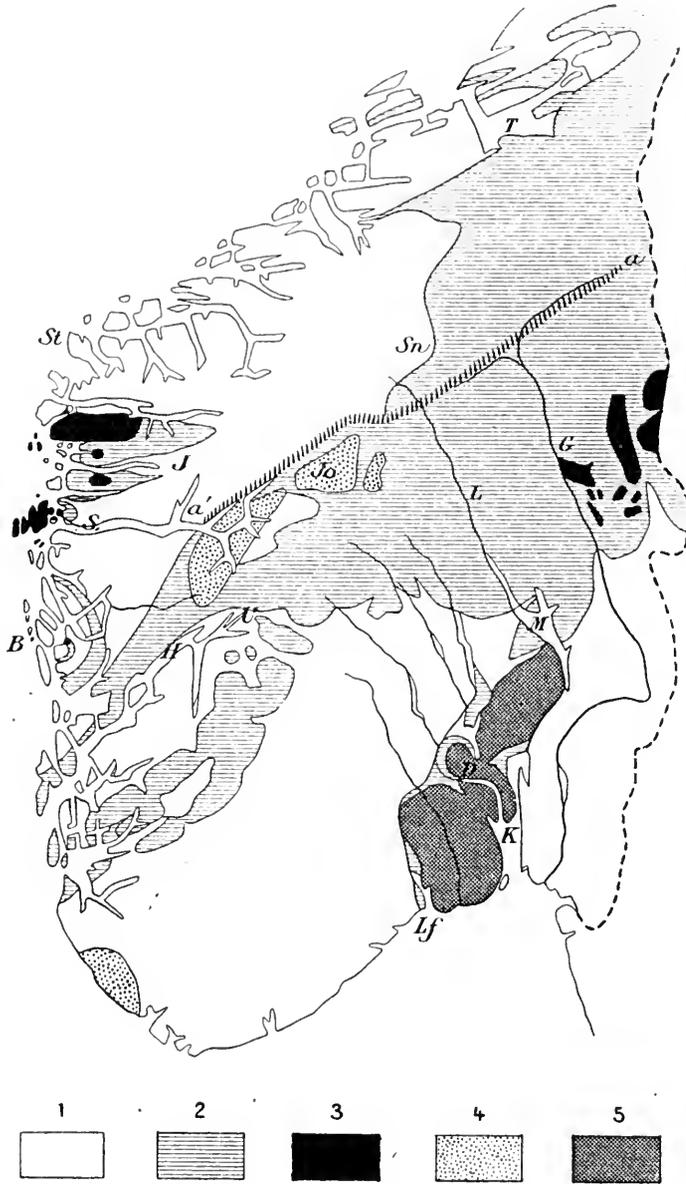


FIG. 16. — Carte schématique de la Norvège méridionale, d'après H. H. Reusch (*Die Fossilien führenden Krystallinischen Schiefer von Bergen in Norwegen*, 1883, p. 5, fig. 1).

1. Archéen; 2. Silurien; 3. Grès et conglomérats d'âge indéterminé; 4. Gabbro;  
5. Roches éruptives post-siluriennes.

B. Bergen; D. Drammen; G. Glommen; H. Hardangerfjord; J. Glaciers de Jostedal; Jo. Jötunfjeld; K. Kristianiafjord; L. Lougen; Lf. Langesundfjord; M. Lac Mjösen; S. Sognefjord  
Sn. Snehatten; St. Cap Stat; T. Trondhjem; U. Ulvik. — Échelle de 1 : 6 000 000 environ.

chaîne, formée de couches horizontales, et la partie occidentale, qui est plissée<sup>1</sup>.

1. Hans H. Reusch, *Die Fossilien führenden Krystallinischen Schiefer von Bergen in Norwegen*, trad. allemande de Rich. Baldauf, in-8°, Leipzig, 1883, p. 5.

Bientôt les caractères de la ceinture de couches horizontales se modifient et nous arrivons à une région dont la description détaillée est particulièrement difficile. Je me guide sur les données que Kjerulf a fournies, dans une série d'études magistrales<sup>1</sup>.

Du côté du Gudbrandsdal, la série presque horizontale des couches se montre formée de schistes et de quartzites bleus alternants; jusque-là, elle reposait sur le terrain archéen; désormais s'intercale par-dessous une épaisse série de grès feldspathique, la *sparagmite* des géologues norvégiens<sup>2</sup>, dont la partie supérieure renferme des Paradoxides, et qu'il faut en conséquence attribuer certainement aussi au terrain cambrien. C'est dans l'étage inférieur de la sparagmite qu'apparaît la zone du calcaire de Birid<sup>3</sup>, où l'on n'a pas trouvé de fossiles. Mais tandis que la sparagmite et le calcaire de Birid passent sous les schistes et les quartzites bleus, au-dessus de l'étage des quartzites bleus vient la série fossilifère du Silurien inférieur, qui le recouvre, semble-t-il, en stratification transgressive, de telle sorte que le calcaire à Orthocères, par exemple, repose sur différentes assises du Cambrien. Au lac Mjösen, le Silurien inférieur offre une épaisseur considérable, et c'est des environs de ce lac que part, dans la direction du S.S.W., la longue bande de roches siluriennes affaissées dont il a déjà été question comme atteignant la mer au delà de Kristiania, après avoir divisé en deux parties la région archéenne. Les puissantes assises, intercalées dans le terrain cambrien, que nous venons d'étudier sous le nom de quartzites bleus et d'étage de la sparagmite ne suivent pas cette bande.

C'est en Dalécarlie, à la Herjehogna, sommet de 3 800 pieds [1 155 m.], par 61° 30' de lat. N. environ, que le rempart de quartzite passe la frontière suédoise<sup>4</sup>. Il jalonne le bord oriental de la chaîne, mais non la limite vers l'E. des dépôts sédimentaires recouvrant le terrain primitif, car en avant s'étend, à une altitude moindre, sortant en quelque sorte au pied du rempart de quartzite,

1. De ces travaux, nous ne pouvons citer ici que : *Geologisk oversigtskart over det sydlige Norge*, 1 : 1 000 000, in-folio, 1878, et Th. Kjerulf, *Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegen*, trad. allemande de Gurlt, in-8°, Bonn, 1880.

[2. Voir O. E. Schiötz, *Sparagmit-kvarts-fjeldet langs grænsen i Hamar og i Herjedalen* (Nyt Magaz. f. Naturvid., XXXII, 1890, p. 1-98).]

[3. A. E. Törnebohm, *Om kalkstenen i Gausdal och om Biridkulken* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XV, 1893, p. 19-27).]

[4. Voir A. E. Törnebohm, *Om högfjällsquartsiten* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XIII, 1891, p. 37-44); A. G. Högbom, *Om kvarsit-sparagmitområdet i Sveriges sydliga fjelltrakter* (Ibid., p. 45-64); A. E. Törnebohm, *Till frågan om högfjällsquartsiten och fjällens s. k. « yngre gneis »* (Ibid., XVI, 1894, p. 661-665).]

le prolongement de la sparagmite norvégienne, appelé ici « grès de Dala » et s'étalant au loin sur le Sud de la Dalécarlie<sup>1</sup>.

Pour l'étude de ces contrées et de celles qu'on rencontre en se dirigeant vers le nord, par le Herjedalen et le Jemtland, jusqu'au 64° degré, les travaux de Törnebohm, publiés en 1873, font autorité, et ce sont les résultats dus à cet infatigable observateur qui vont maintenant me guider<sup>2</sup>.

Le quartzite désigné sous le nom de « quartzite du Vemdal », qui forme ici la grande muraille, est le prolongement du quartzite de la haute chaîne norvégienne; ce mur borde le haut pays. Déjà, un peu au nord de 62°, la sparagmite disparaît à son pied, mais là, cette muraille ne repose pas non plus directement sur les roches archéennes : à sa base même vient s'introduire une série d'affleurements siluriens, en particulier de calcaire à Orthocères, qui l'accompagnent jusque dans les environs d'Åsarnes Kapell, par 62° 45' environ, en formant une étroite bordure, laquelle, d'après Törnebohm, passerait sous le mur de quartzite. En ce point, la mu-

[1. On sait aujourd'hui que le *grès de la Dalécarlie* est antérieur à la sparagmite, dont l'étage inférieur paraît manquer dans cette partie de la Suède, tandis que l'étage supérieur y serait représenté par le quartzite du Vemdal (Törnebohm). — Sur la région située à l'E. de la grande muraille, voir E. Svedmark, *Geologiska meddelanden från resor i Dalarne och Helsingland; Orsa Finmarks Geologi* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XIII, 1891, p. 175-215, carte, et XVII, 1895, p. 161-188, 260-266, carte; reprod. Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n° 147, in-8°).]

2. A. E. Törnebohm, *Ueber die Geognosie der Schwedischen Hochgebirge* (Bihang till K. Sv. Vet. Akad. Handl., I, n° 12, 1873, carte; Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n° 9); les résultats exposés dans ce mémoire sont déjà contenus en partie dans un travail du même auteur : *En geognostisk profil öfver den Skandinaviska fjällryggen mellan Östersund och Levanger* (Öfvers. af K. Vet. Akad. Förhandl., 1872, et Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n° 6, 1872). Törnebohm a distingué deux groupes dans les couches des hautes montagnes, le groupe de Seve et le groupe de Köli; mais il ne semble pas que ces deux nouvelles dénominations [dont la seconde a, du reste, été abandonnée depuis par son auteur] aient été considérées comme nécessaires par les observateurs qui l'ont suivi. Il y a une bonne carte géologique d'ensemble des environs du Storsjön dans A. G. Högbom, *Glaciala och petrografiska iakttagelser i Jemtlands län* (Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n° 70, in-4°, 1885) [et dans son mémoire : *Om quartzit-sparagmitområdet mellan Storsjön i Jemtland och riksgränsen söder om Rogen* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XI, 1889, p. 123-170, pl. 3 : carte). Voir surtout A. E. Törnebohm, *Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad* (K. Svenska Vetensk.-Akad. Handl., XXVIII, 1896, n° 5, 212 p., carte géol. à 1 : 800 000, 3 pl., avec bibliographie et résumé en allemand. Voir aussi A. G. Nathorst, *Sveriges Geologi*, in-8°, 1894, p. 141-143, 147-154 et 320 (bibliographie); A. G. Högbom, *Geologisk beskrifning öfver Jemtlands län*, in-4°, 106 p., 1 pl., carte géol. à 1 : 500 000, 1894 (*Praktiskt geologiska undersökningar inom Jemtlands län*, IV. Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n° 140); C. Wiman, *Ueber die Silurformation in Jemtland* (Bull. Geol. Inst. Univers. Upsala, ed. by Hj. Sjögren, I, 1892-93, p. 256-276, tableau, 1894); et *Kambrisch-silurische Faciesbildungen in Jemtland* (Ibid., III, part 1, 1896, p. 269-304, pl. V-VII, 1897; observations critiques de A. E. Törnebohm, Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XIX, 1897, p. 483-487).]

raille de quartzite recule très loin vers le N.W., pour ne s'avancer de nouveau que dans le Nord, et à l'intérieur de l'arc irrégulier ainsi formé s'étalent presque horizontalement les couches siluriennes. C'est sur ces plateaux siluriens que se trouve un grand lac, le Stor Sjön. Vers l'E., ces mêmes couches reposent sur les roches archéennes, qui forment toutefois des hauteurs plus accentuées que dans le Sud et dont l'altitude dépasse même celle des plateaux siluriens.

Escaladons maintenant la muraille de quartzite et arrivons dans le haut pays, où plusieurs sommets atteignent 5000 à 6000 pieds [1500 à 1800 m.]; une partie considérable dépasse la limite des forêts, c'est-à-dire 2800 pieds [850 m.]. On y distingue un groupe inférieur, formé de quartzites et de masses puissantes de schistes cristallins : micaschistes, schistes amphiboliques et même gneiss, et un groupe supérieur, comprenant des schistes argileux demi-cristallins et aussi des schistes amphiboliques. Il peut paraître singulier de rencontrer des gneiss et des roches amphiboliques en superposition normale sur le Silurien, mais on ne doit pas oublier que les géologues norvégiens ont observé des faits absolument analogues dans la partie méridionale du grand rebord montagneux.

En résumé, la succession des couches indiquée par Törnebohm est la suivante : à la base, granite ancien (Archéen); grès de Dala (sparagmite), dans le Sud seulement; Silurien, jusqu'à l'horizon du calcaire à Pentamères, dans le Nord-Est; puis quartzite du Vemdal, formant la grande muraille superposée au Silurien, et au-dessus de ce quartzite nouvelle série puissante de schistes très cristallins.

Les conclusions de Törnebohm ont rencontré des contradicteurs; Svenonius, à la suite de levés détaillés, a été amené à penser que l'étroite bordure de dépôts siluriens du pied de la muraille de quartzite, ainsi que l'épanouissement silurien du Stor Sjön, ne sont pas réellement inférieurs au quartzite : tandis que le quartzite se montrerait affecté de quelques plis, le Silurien n'offrirait aucune trace de plissement; la muraille de quartzite représenterait un rivage silurien, et le Silurien se serait déposé en contre-bas, en pénétrant même dans des vallées présiluriennes<sup>1</sup>.

1. Fredr. Svenonius, *Till frågan om förhållandet mellan « Vemtdals Quartsiten » och siluriska formationen inom södra delen af Jemtlands län* Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n° 49, in-8°; publié également dans Öfvers. af K. Vet. Akad. Förhandl., 1881, n° 10). Högbom a montré depuis lors que des portions du bord oriental de cette région silurienne ont été enfoncées par des failles sous le substratum archéen (*Om förkastningsbreccior vid dem jemtlandska Silurformationens östra gräns*, Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., VIII, 1886, p. 352-361, pl. 6 : carte).

Cette manière de voir, qui cadrerait si bien avec les idées admises autrefois sur la haute antiquité des schistes cristallins, devait pourtant être bientôt modifiée, et cela, en grande partie, grâce à la continuation des propres travaux de ce consciencieux géologue. Le résultat le plus important de ces recherches a été la découverte, en un grand nombre de points, de fossiles siluriens à l'intérieur de la haute chaîne elle-même. Le zèle infatigable des géologues scandinaves réussira certainement à dissiper les doutes qui planent encore aujourd'hui sur les rapports des plateaux siluriens du Stor Sjön avec la haute chaîne montagneuse<sup>1</sup>.

Dirigeons-nous maintenant vers le nord, en continuant à suivre le bord oriental des montagnes.

A peu de distance au nord, par 64° 30' de lat. environ, dans l'Ångermanland, à l'endroit où le Sjøugdelf, venant de l'ouest, débouche dans le Täsjön, Svenonius a rencontré des dépôts cambriens fossilifères. Ils sont plissés avec le quartzite et occupent le fond d'un synclinal formé par cette roche<sup>2</sup>. Puis, tout à fait au nord du Jemtland et dans le Vesterbotten, on voit apparaître un élément nouveau pour la bordure de la chaîne, une traînée fort longue d'affleurements grands et petits de péridotite et de serpentine, intercalés en masses stratiformes dans les schistes de la haute chaîne.

A l'est de Grong, en territoire norvégien, par 64° de lat. N., Hauan a rencontré un grand massif de péridotite à anorthite<sup>3</sup>, paraissant représenter le début de la bande extraordinairement longue qui, à partir de ce point, court vers le N.N.E. en suivant la direction générale de la chaîne, franchit la frontière suédoise et passe sur le versant oriental. De nombreux gisements isolés avaient été signalés depuis longtemps; Svenonius en a montré la continuité. Les massifs les plus étendus sont le Rödfjället, sur

[1. Outre les travaux déjà cités, voir sur cette question : O. Torell, *Aftagringarna på ömse sidor om riksgränsen i Skandinaviens sydligare fjelltrakter* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., X, 1888, p. 241-261); A. E. Törnebohm, *Om fjällproblemet* (Ibid., p. 328-336). Pour le second de ces géologues, la superposition de schistes cristallins aux terrains fossilifères n'est qu'apparente et résulte de recouvrements, dont la largeur atteindrait 100 kilomètres et qui se poursuivraient sur toute la longueur de la chaîne scandinave, soit 1800 kilom., la racine de ces nappes étant située au N.W. (voir la carte schématique dans son grand mémoire de 1896, p. 193, et les coupes annexes); le « Sevegrupper », antérieur au Cambrien à faune primordiale, représenterait l'équivalent de la partie supérieure de l'*Algonkien*.]

2. Svenonius, *Om « Sevegruppen » i nordligaste Jämtland och Ångermanland samt dess förhållande till fossilförande lager* (Sveriges Geol. Und., Ser. C, n° 45, in-8°; et Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., V, 1881, p. 434-497, pl. 20, 21).

3. Kjerulf, *Geologie des südlichen und mittleren Norwegen*, p. 272.

le Stor Blásjön, dans le bassin supérieur du Sjougdelf, déjà cité, et les monts Graipies et Orna, situés l'un près de l'autre, au nord de Fatmomak (65° de lat. N.). La trainée se poursuit d'ailleurs beaucoup plus loin; il y a encore des montagnes de péridotite au delà de 67°, au S.W., à l'W. et au N.W. de Kvikkjokk<sup>1</sup>.

C'est aussi dans cette région que Svenonius a été conduit récemment, par la découverte de fossiles, notamment d'une couche contenant des Hyolithes au Paije Sartajaur, et d'articles d'Encrines dans la haute chaîne, à admettre pour ces épais formations un âge « post-azoïque ».

Le même observateur a bien voulu me faire connaître qu'il a maintenant trouvé les couches à Hyolithes en cinq ou six points de la Laponie du Norrbotten, mais non encore dans le Jemtland; par contre, il a rencontré des articles de Crinoïdes dans le Nord du Jemtland et en quelques points de la Laponie du Vesterbotten, dans les micaschistes calcaires de la haute chaîne. Les couches à Hyolithes semblent

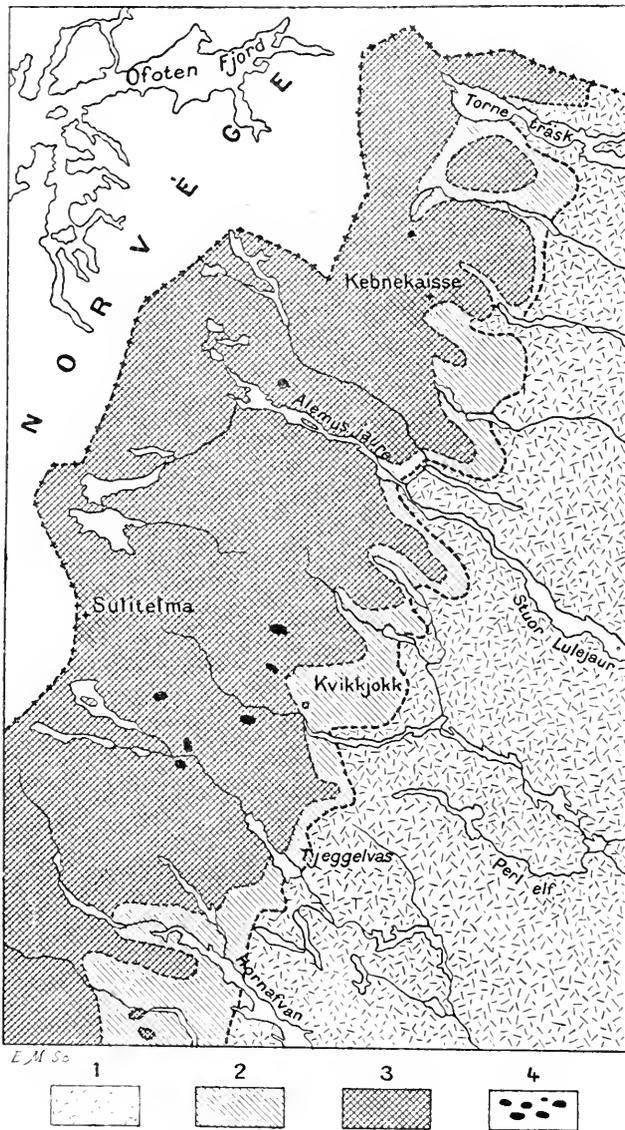


FIG. 17. — Carte géologique d'une partie de la Laponie suédoise, d'après Svenonius (*in* Nathorst, *Sveriges Geologi*, 1894, p. 143).

1. Archéen; 2. Silurien et Cambrien; 3. Schistes cristallins supérieurs (« Högfjellsbildningar »); 4. Péridotites. — Échelle de 1 : 2 500 000.

1. Svenonius, *Om olivinstens- och serpentinförekomster i Norrland* (Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n° 56, et Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., VI, 1883, p. 342-369, pl. 17; le même, *Studier vid svenska jöklar* (Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n° 61, et Geol. Fören. Förhandl., VII, 1884, p. 5-38, à la fin); et *Nya olivinstensförekomster i Norrland* (Ibid., VII, 1885, p. 201-210).

constituer le soubassement de la haute chaîne et forment un étroit liséré le long de sa limite orientale<sup>1</sup>.

Nous entrons maintenant dans une région qu'ont fait connaître dans ses grandes lignes les reconnaissances de Hummel et une coupe menée par K. Pettersen à travers la péninsule, du N.W. au S.E., de Saltdalen à Piteå<sup>2</sup>.

La péninsule se compose ici, d'après Pettersen, des parties suivantes. La côte du golfe de Botnie est bordée par une étroite bande de bas pays, formée de gneiss en couches fortement redressées. Le sol s'élève ensuite d'un seul coup, vers l'intérieur, à environ 1 100 pieds (345 m.); à partir de là s'étend un haut pays monotone, granitique, en grande partie couvert de forêts, dont la largeur atteint à peu près 200 kilomètres. Il s'élève très lentement vers l'ouest dans la direction des grands lacs, de sorte que le plan d'eau du Saedva, par exemple, à l'W. du Hornafvan, est à 1 420 pieds [432 m.] au-dessus de la mer. Du côté des lacs, une certaine variété remplace l'uniformité de l'Est; des chaînons isolés se dressent à quelques centaines de pieds au-dessus du pays environnant. Enfin, à l'extrémité ouest du Hornafvan et entre ce grand lac et le Laiself, qui le suit au sud, on atteint la grande muraille, qui caractérise toujours le bord oriental de la haute chaîne. Son arête supérieure mesure à peu près 2 500 pieds (784 m.). Il résulte des observations de Hummel que le prolongement septentrional de cette muraille est croisé par plusieurs des grands lacs; il en est ainsi à l'E. de

[1. Voir F. Svenonius, *Om berggrunden i Norrbottens län och utsigterna till brytvärda apatitförekomster derstädes* (Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n° 126, in-8°, 43 p., carte, 1892); *Forskningsresor i Kvikkjokks fjälltrakter åren 1892 och 1893 med särskild hänsyn till apatitförekomster* (Ibid., Ser. C, n° 146, in-8°, 36 p., carte, 1895); *Nasafjälls zink- och silvergrufvor i Norrbottens Län* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XVII, 1895, p. 427-452, 2 cartes, pl. 17, 18; Sveriges Geol. Und., Ser. C, n° 154); *Några bidrag till betydelsen af eruptivens betydelse för fjällbildningarna* (Geol. Fören. Förhandl., XVIII, 1896, p. 317-345, pl. 6; Sveriges Geol. Und., Ser. C, n° 164). Voir aussi E. Mörtzell, *Resenotiser från det fossilförande kambrisk-siluriska området af Vesterbottens Lappmark*, och G. Holm, *Försteningar från Lappland, insamlade af E. Mörtzell* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XII, 1890, p. 255-267; Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n° 115, in-8°); A. E. Törnebohm, *Försök till en tolkning af det nordligaste Skandinavien fjällgeologi* (Geol. Fören. Förhandl., XV, 1893, p. 81-94, avec bibliographie.)]

2. David Hummel, in : *Underdånig berättelse om en på nådig befallning år 1875 företagen undersökning af malmsyndigheter inom Gellivare och Jukkasjärvi Socknar af Norrbottens Län* (Sveriges Geol. Unders., in-4°, 1877); voir dans ce mémoire la pl. I, *Geologisk öfversigtskarta öfver den kända delen af Norrbottens Län*, et la pl. II, *Geologisk karta öfver en del af Torne och Lule Lappmarker*; Karl Pettersen, *Det nordlige Sveriges och Norges Geologi. Med et geologisk profil over den Skandinaviske Halvö fra Saltdalen til Piteå* (in Lie, Müller og Sars, *Archiv f. Math. og Naturvid.*, Kristiania, III, 1878, p. 1-38, 1 pl.).

Kvikkjokk, et le Torneå Träsk est aussi disposé de telle sorte que presque toute sa moitié occidentale est encaissée dans la haute chaîne, à l'ouest de la muraille, tandis que sa moitié orientale, plus étendue, est en dehors<sup>1</sup>.

Au-dessus de la muraille s'élève bientôt, au sud, le Peljekaisse (1 064 m.), montagne isolée située à 275 kilomètres du golfe de Botnie et à 187 kilomètres de l'Océan Atlantique; puis les sommets couverts de neige se pressent de plus en plus élevés vers le Sulitelma (1 875 m.) et les cimes du Nord, dont l'altitude est notablement plus forte, comme le Sarjektjåkko (2 128 m.) dans la Laponie de Luleå et le Kebnekaisse (2 156 m.) dans la Laponie de Torneå<sup>2</sup>.

La muraille elle-même, à partir du Jemtland septentrional et à travers la Laponie, est formée, autant qu'on la connaît, par une puissante série de strates dont l'allure est tranquille. Pettersen y distingue, à la base, un groupe de couches qu'il appelle *groupe du Dividal*, du nom d'une vallée du district de Tromsö, au sud du Balsfjord; ce groupe est formé de schistes à grains fins, rouges, verts ou gris, de quartzites et de quartzophyllades, et correspond à la zone dans laquelle Svenonius a trouvé des Hyolithes : nous l'attribuons au terrain Cambrien. Au-dessus du groupe du Dividal vient le groupe des *micaschistes de Tromsö*, composé de micaschistes et de quartzites.

Pour parler maintenant du prolongement de la muraille au delà du Torneå Träsk, dans la mesure où on la connaît, je dois considérer les traits généraux de la structure de la Norvège septentrionale. Les recherches étendues de Pettersen et la carte géologique de Tellef Dahll sont ici les sources les plus importantes de nos connaissances<sup>3</sup>.

Tout d'abord il faut retenir que le grand chapelet d'îles qui

[1. K. Pettersen, *De geologiske bygningsforholde langs den nordlige side af Torne träsk* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., IX, 1887, p. 420-433, pl. 13 : carte).]

2. Svenonius, *Några ord om Svenska Lappland* (dans le Recueil intitulé *Heidrun*, février et mars 1885, p. 26-33). Les altitudes sont, comme m'en informe M. Svenonius, empruntées au *Norbotten's läns economiska Kartenverket* et reposent sur des observations barométriques dignes de confiance.

3. Tellef Dahll, *Geologisk Kart over det Nordlige Norge, med Bistand af Corneliusen, Hjortdahl, Lassen og C. Pettersen*, in-fol., Kristiania, 1866-1879; les récents mémoires de Pettersen sont insérés les uns dans les *Tromsö Museum's Aarshefter*, les autres dans l'*Archiv for Mathematik og Naturvidenskab*, de Lie, Müller et Sars. Pettersen distingue trois groupes de terrains stratifiés : le groupe du Dividal, les micaschistes de Tromsö et le groupe du Balsfjord, ce dernier ayant été récemment considéré comme plus ancien que les micaschistes de Tromsö; mais cette question n'est pas d'une importance capitale pour le sujet qu'on traite ici; je n'ai pas cité, en dehors du groupe du Di-

précède le continent à l'ouest, les Lofoten avec les Vesteraalen, est formé de gneiss et de granite d'âge évidemment très ancien : ces roches sont même probablement les plus anciennes qui existent dans les chaînes de montagnes du Nord<sup>1</sup>. Nous verrons bientôt que les Hébrides sont également constituées par les plus anciennes roches de l'Écosse. Dans la partie nord-est de la plus septentrionale de ces îles, à Ramsaa, dans l'île d'Andö, il existe un petit lambeau de sédiments plus récents. On y avait ouvert autrefois des exploitations de charbon, qui, actuellement, sont comblées, paraît-il. Des plaques de grès remplies de valves d'Aucelles, conservées au musée de Tromsö, nous apprennent que ce sont les dépôts mésozoïques du Nord qui, jadis, se sont étendus du Spitzberg jusqu'à Andö<sup>2</sup>. Ce gisement tout à fait isolé se trouve près de la côte, et bien que les données dont on dispose sur l'allure des couches soient très incomplètes, les gisements analogues d'Écosse nous apprendront que nous sommes ici vraisemblablement en présence d'un paquet de couches affaissé entre de profondes fractures, dernier reste d'un manteau qui s'étalait autrefois sur une vaste étendue.

Un autre élément dont l'importance est particulièrement nette, dans la structure de ce pays, correspond au chaînon élevé et excessivement abrupt qui, dirigé N.N.E., sépare vers l'ouest le Lyngenfjord de l'Ulfsfjord. Ses formidables aiguilles noires se dressent jusqu'à 1 800 mètres environ au-dessus de la mer ; dans les intervalles descendent des glaciers ; le contraste avec les montagnes plus douces des environs est saisissant. Leur silhouette fait songer quelque peu par son aspect sauvage aux pics de tonalite de la Presanella, dans le Tyrol. Ce chaînon, qui ressort bien sur la carte de Tellef Dahll, est formé de gabbro et de serpentine, et rappelle jusqu'à un certain point la grande « cicatrice » de gabbro

vidal, d'autre terme dans le plateau, ou, suivant la désignation usitée en Norvège, dans la « série des hautes montagnes » ; voir Pettersen, *Balsfjordgruppens plads i den geologiske fölgerække* (Tromsö Mus. Aarsh., VI, 1883, p. 87-97). A. Philippson décrit plusieurs des roches les plus importantes de ces régions dans les *Verhandl. naturhist. Ver. Rheinl. Westfal.*, XL, 1883, *Sitzungsber.*, p. 190-210. [Voir aussi H. Reusch, *Tellef Dahll og O. A. Corneliussen, Det nordlige Norges Geologi*, in-8°, 204 p., 4 pl., avec la carte géol. de Dahll et résumé en anglais, Kristiania, 1892 (Norges Geol. Undersögelse, n° 4).]

1. Pettersen, *Lofoten og Vesteraalen* (Archiv f. Math. og Naturvid., V, 1881, p. 369-435, carte ; VI, p. 81-111).

2. Osw. Heer a, parmi les débris végétaux d'Andö, comparé deux espèces de *Pinus* à celles du Spitzberg. [Voir T. Dahll, *Kulforekomsten paa Andöen (Det nordlige Norges Geologi*, 1892, p. 131-138) ; B. Lundgren, *Anmärkingar om Faunan i Andöns Jurabildningar* (Christiania Vid.-Selsk. Forhandl., 1894, n° 5, 41 p.) : espèces marines oxfordiennes, kimeridiennes et portlandiennes.]

qui constitue, dans le Sud de la Norvège, les monts de Jötun.

Non loin du point où les extrémités internes du Balsfjord et du Lyngenfjord se rapprochent le plus vers le sud se dresse la pyramide escarpée du Pigtind, qui fait encore partie de la chaîne de Lyngen; et il est difficile de dire si l'on ne devrait pas considérer comme le prolongement de la même bande, déviée dans la direction générale de la chaîne, une longue arête de gabbro, escarpée mais plus basse, qui, au sud du Balsfjord, se dirige obliquement vers l'W.S.W. par la grande vallée du Maalselv. Encore plus à l'W.S.W., par exemple au pied de l'Istind, dans la vallée de Bardo, on observe de nombreuses injections d'éclogite et de roches de la famille des gabbros, comme si une zone de fracture et d'intrusion partant d'Arnö au nord, et passant par Lyngen, venait ensuite couper la vallée de Bardo en s'infléchissant parallèlement à la direction maîtresse.

Les roches qui affleurent à l'ouest de cette zone, du côté des îles et dans les îles mêmes, jusqu'au gneiss ancien, présentent de multiples dislocations; mais dans l'intérieur du Balsfjord, ainsi que du côté de Malangen, les masses montagneuses bien stratifiées acquièrent de plus en plus l'aspect caractéristique de larges blocs, tantôt légèrement inclinés, tantôt en position presque horizontale. Il y a des plissements locaux très violents, mais la structure de l'ensemble n'est pas du tout, en somme, celle d'une chaîne plissée.

Le territoire situé à l'est de la zone des intrusions ou zone du gabbro de Lyngen forme une zone homogène de terrains stratifiés s'étendant jusqu'au bord oriental de la chaîne, jusqu'à la grande muraille. C'est la zone des hautes montagnes proprement dites. Elle est formée de schistes argileux, de quartzites et de micaschistes récents.

Le désir de connaître l'un des systèmes de vallées qui débouchent dans les fjords du Nord, jusqu'à la ligne de partage des eaux, m'a conduit dans ces montagnes, et les nombreuses explications que m'a données M. Pettersen m'ont permis d'acquérir en peu de temps quelques notions générales sur ce pays, dont la structure est si singulière (pl. I). Le D<sup>r</sup> Leo Burgerstein a bien voulu m'accompagner dans ce voyage<sup>1</sup>.

Lorsque, partis du Malangenfjord, nous allions vers le sud

1. Je dois des remerciements tout particuliers à mon compagnon, M. le D<sup>r</sup> Leo Burgerstein, qui, avec un vrai dévouement, avait pris la tâche d'atténuer pour moi, dans la mesure du possible, les désagréments d'un tel voyage, ce qui m'a permis de disposer de tout mon temps pour mes études. La plupart des localités mentionnées figurent sur la carte d'ensemble de la partie méridionale du district de Tromsö, publiée par Pettersen dans ses *Geologiske undersøgelser inden Tromsö Amt og tilgrændsende dele af Norlands Amt*

dans la direction du lac de Torneå, nous eûmes sous les yeux, dans la plaine de Strömsmoen (68° 48' de lat. N. ; alt. 61,5 m.), un étrange tableau. En ce point, où le Sördal, qui vient du sud, débouche précisément dans la vallée de Bardo, de hautes montagnes de quartzite en couches horizontales entourent la plaine et s'élèvent jusqu'à 2 000 pieds au-dessus du fond de la vallée : le Borgsklätten à l'est, le Björnefjeld et le Storfjeld à l'ouest, la pyramide du Rubben, qui sépare le Sördal du Bardo supérieur, au sud. Et de toutes parts, autour de la plaine, une bande étroite d'un blanc éclatant, comme si elle avait été peinte à la chaux, se poursuit à la même hauteur en passant d'une masse montagneuse à l'autre. C'est un banc calcaire qui, intercalé dans les quartzites foncés, fait non seulement ressortir l'allure horizontale des couches, mais montre aussi que cette vallée doit exclusivement son origine à l'érosion<sup>1</sup>.

De là nous poursuivîmes notre voyage jusqu'à la frontière suédoise, à 25 kilomètres plus au sud, par le Sördal, toujours entourés de montagnes en couches horizontales. Dans sa partie tout à fait supérieure, le torrent est encaissé dans une gorge infranchissable, et nous fîmes au S.E. l'ascension de l'ancien lit glaciaire du Stagenuni (782 m.). Là, nous nous trouvâmes au-dessus des quartzites, sur des micaschistes gris foncé ou brun tombac grossièrement ondulés. Devant nous s'étendait une grande nappe d'eau d'une indicible beauté, la partie nord-occidentale du Torneå Träsk. A notre droite, la rive opposée est bordée d'une langue de terrain plat, boisé, correspondant à l'embouchure du Nuorajoki, et plus à gauche s'avancent jusqu'au bord de la nappe d'eau les parois escarpées du mont Abesko, dont les formes larges et majestueuses se reflètent dans le lac. A l'horizon s'élèvent de plus en plus haut les blancs sommets, arrondis en forme de dômes, des montagnes de la Laponie de Torneå. Mais les reliefs qu'on aperçoit à une moindre distance, les sommets cubiques du versant occidental du Sördal, tels que le Spikalomi, et les montagnes de même hauteur du versant oriental, comme le pic Etnamjoski, qui appartient à l'important massif du Duoddarats, sont en couches absolument

(K. Norsk. Vid.-Selsk. Skr., VII, 1874, p. 261-444, et pl.). [Voir aussi K. Pettersen, *Geologisk Kart over Tromsø Amt*, udarbejdet efter K. Pettersen to efterladte Karter og udgivet paa offentlig Foranstaltning ved Tromsø Museum, 1 : 400 000, 1890 (la pl. I, ci-jointe, est une réduction de la partie centrale de cette carte); H. Reusch, *Nogle bemærkninger om Tromsø amts geologi efter Karl Pettersens arbejder (Det nordlige Norges Geologi)*, 1892, p. 412-419, 202); *Optegnelser fra Balsfjorden* (Ibid., p. 120-130, 202-203).]

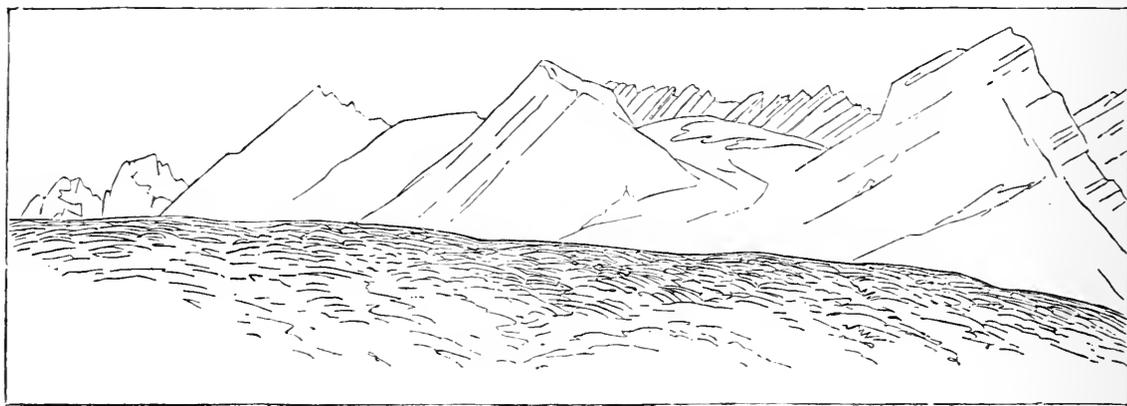
1. Pettersen a aussi remarqué cette bande blanche; *Notitser vedrørende den nordnorske fjeldbygning* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., VIII, 1886, p. 466).

horizontales, jusqu'à une hauteur de plus de 3000 pieds [945 m.] au-dessus du niveau de la mer. Nous sommes donc ici au milieu d'un véritable plateau, et en descendant vers le lac nous trouvons son extrémité divisée par un récif saillant de quartzite, en couches également horizontales. Mais la grande muraille est située encore plus à l'E., comme l'a montré Hummel.

L'apparence générale de la contrée montagneuse qui s'étend au sud du Balsfjord est représentée sur l'esquisse ci-jointe (fig. 18), prise de la large crête de l'Omasvarre (670 m., 69° 8' de lat. N.), située à 11 kilomètres au sud de l'extrémité de ce fjord. Le regard

Au fond, chaîne de gabbro de Lyngen.

Hölltind.



Nord.

FIG. 18. — Panorama de l'Omasvarre, au sud du Balsfjord,

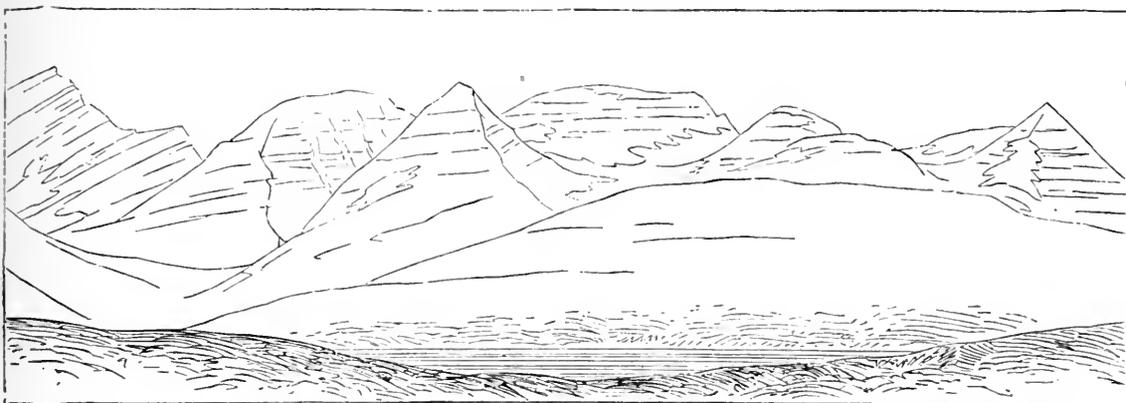
est tourné vers l'est, et à gauche, c'est-à-dire vers le nord, on aperçoit une très petite partie des pics de la chaîne de Lyngen.

A l'exception de ces pics, tout le massif est régulièrement stratifié : les colorations variées des schistes et des quartzites qui alternent sur les versants, ainsi que les longues corniches de neige qui en soulignent l'allure, font ressortir de la manière la plus nette l'inclinaison des bancs. A droite, non seulement la large masse du Ruostafjeld (1672 m.), située immédiatement en dehors du cadre du dessin, mais encore tout le pays montagneux qui s'étend plus au sud est formé de couches horizontales. Bien que le premier sommet visible à droite sur l'esquisse, la cime la plus méridionale du groupe du Hattevarre, ait la forme d'une pyramide régulière, il ne s'en compose pas moins, cependant, de couches disposées horizontalement. La masse principale du Hattevarre est encore, elle aussi, presque horizontale, mais, du côté du Rismaalstind, les couches s'inclinent de plus en plus vers le N. ; au Rismaalstind même

cette inclinaison est déjà très marquée, et au Hølltind le pendage est devenu si fort que le versant septentrional est formé par le dos d'une couche : la surface des bancs plonge dans le Balsfjord, et les montagnes qu'on voit plus loin, du côté de la chaîne de Lyngen, font partie de la bordure du fjord. Nulle part dans ce massif, malgré son étendue, il n'y a trace d'un plissement. Il semble plutôt *que tout le plateau s'abaisse le long d'une flexure unique, d'une énorme amplitude, vers le gabbro de Lyngen*; et, en effet, Pettersen a depuis longtemps publié une coupe transversale, passant par le Lyngenfjord, un peu plus au nord, dans laquelle on peut voir toute la

Rismaalstind.

Hattevarre.



Fjäll Fräsk.

Sud.

District de Tromsø (69°8' de lat. N.), d'après un croquis de l'auteur.

masse des terrains stratifiés plonger en arc de cercle sous cette traînée de gabbro. Pettersen considérait même alors toute la bande de gabbro comme intercalée dans les terrains stratifiés et plongeant dans le même sens. Je n'ai pas pénétré moi-même dans les montagnes situées au voisinage immédiat de la chaîne de gabbro<sup>1</sup>.

Au pied du Ruostafjeld, dont il vient d'être question, débouche une longue vallée venant du S.S.E., le Dividal, dont on peut considérer le versant droit comme le prolongement de la coupe précédente. C'est cette vallée qui a fourni à Pettersen le nom de l'étage inférieur de la série de la haute chaîne. En la remontant, nous rencontrâmes cet étage sous la forme de schistes, qui ressemblent de tous points aux schistes cambriens de Ginec en Bohême. Nous n'y trouvâmes pas de fossiles, mais seulement des plaques treillisées

1. K. Pettersen, *Profil fra Rigsgraendsen over Lyngen til Kvalö* (Christiania Vidensk.-Selsk. Forhandl., 1868, p. 155-158, pl.).

typiques, comme il y en a dans les dépôts « primordiaux » de la Suède. Nous remontâmes ainsi le Dividal sur 36 kilomètres, ayant toujours des deux côtés des terrains en couches horizontales, puis, au confluent du Skakterdal, nous nous dirigeâmes vers l'E. pour atteindre, en remontant cette vallée, le bord même du plateau, la grande muraille. En ce point, l'on constate qu'au S.E. le soubassement archéen, et en même temps toute la série qui le recouvre, montent insensiblement vers la Suède. Dans le fond du Dividal, nous vîmes les termes inférieurs de cette série ; plus au sud, Pettersen a même vu, dans le lit même du Divi, le terrain archéen affleurer. Nous dûmes, à partir de là (cabane Frihedslia, 187 m.), monter par le



FIG. 49. — Tjoalma Vagge, paysage morainique à la limite de la Norvège et de la Suède (68° 40' de lat. N.), d'après un croquis de l'auteur. Au premier plan, roches moutonnées et striées (granite rouge de Suède) ; au fond, les montagnes tabulaires superposées au granite.

Skakterdal jusqu'à 724 mètres pour atteindre la limite où l'on peut observer la superposition.

Nous devons traverser, sur une longue distance, un terrain rocheux, poli et parsemé de blocs, que les glaciers ne semblent avoir abandonné qu'hier ; mais bientôt le haut plateau se divise en deux grands massifs montagneux, cubiques, le Store Jerta à droite, et le Namna à gauche, qui, pareils à d'énormes tours, semblent garder l'accès du col. Par cette entaille, on débouche sur un territoire morainique parsemé d'innombrables flaques d'eau, le Tjoalma Vagge (68° 40').

En détournant le regard de ces hautes surfaces désolées, on constate alors que la grande muraille est partagée en une série de montagnes tabulaires : Julos Varre, Store Jerta, Namna, Bumannsberg, Kalbir Varre, etc. Sur le versant antérieur de celles

qui sont les plus voisines, le Store Jerta, le Namna et le Bumansberg, on peut suivre à la raideur particulière de son profil un banc dur, intercalé dans la série, qui permet de reconnaître de loin la continuité originelle de ces divers bastions.

Ainsi la grande muraille est ici découpée en bastions, mais, comme on peut s'en rendre compte nettement, à travers ces ouvertures pratiquées entre les contreforts successifs, et en particulier à travers celle qui est comprise entre le Store Jerta et le Namna et qui descend au Skakterdal, la calotte de glace sous laquelle ce plateau était enfoui a poussé autrefois ses ramifications jusque vers l'Océan Atlantique.

En dehors des bastions, sur la haute plate-forme désolée que recouvrent en partie les moraines du Tjoalma Vagge, surgissent des protubérances arrondies appartenant au substratum archéen. C'est une roche d'un rouge vif, granitique, mais dont la structure est nettement rubanée; direction N., inclinaison environ 30° E. C'est de cette roche que sont formés les blocs rouges qui ont été transportés vers l'ouest dans le fjord et dont il sera question plus loin. —

Les roches anciennes des Lofoten et des Vesteraalen, en particulier le granite, le gneiss et les micaschistes anciens, se prolongent dans la même direction, souvent accompagnés de pointements de gabbro, le long de l'Océan Atlantique. Elles se montrent dans l'île d'Arnö, forment la partie de la presqu'île de Meiland tournée vers la mer, entre le Reisenfjord et le Kvænangenfjord<sup>1</sup>, ainsi que tout le Nord de la grande presqu'île de Berg qui vient ensuite, puis en tout ou en grande partie les îles Stjernö, Sejland, Sörö, Kvalö, tout le Nord-Ouest de la presqu'île de Porsanger avec Hjelmsö, et on les rencontre à Magerö jusqu'au cap Nord. Les îles forment donc, avec les parties du continent qui s'avancent le plus vers l'Océan, la continuation de la chaîne des Lofoten. Cette chaîne domine le plus souvent d'un millier de pieds les régions qui lui font suite à l'intérieur des terres; elle est recoupée, en un grand nombre de points, par les fjords.

En dedans de cette chaîne gneissique occidentale vient le plateau, dont la base, c'est-à-dire les assises inférieures du groupe du Dividal, apparaît aussi sur le bord septentrional, par exemple à l'E. de Kvænangen, à Alten, au S. du Lerbotn, dans le Komakfjord et dans le Rippelfjord, à l'W. de la presqu'île de Porsanger

1. K. Pettersen, *Kvænangen* (Tromsø Mus. Aarsh., IV, 1881, p. 1-36, 1 pl.), décrit Berg et Meilandshalvö avec Spildern, Rodö et Haukö comme une muraille rocheuse autrefois continue.

(70° 30'). Ces gisements indiquent la limite du plateau, du côté de la chaîne gneissique occidentale. Dans le Lerbotn, les couches du Dividal sont fortement redressées et on ne voit pas le gneiss; dans le Komakjford elles sont horizontales et le gneiss est aussi horizontal; dans le Rippefjord elles sont violemment plissées, tandis que les roches anciennes n'ont pas subi ces plissements et affectent une allure assez tranquille; Pettersen en conclut à bon droit que le Rippefjord jalonne une grande dislocation et que le plateau situé dans l'intérieur des terres est affaissé contre la chaîne de gneiss<sup>1</sup>.

La limite de la chaîne gneissique et du plateau est donc une zone de dislocation, et cette dislocation traverse les presque-îles que le continent projette dans l'Océan et coupe un certain nombre de fjords. Le plateau, formé ici principalement de quartzite schisteux, lui succède sur une grande largeur, jusqu'à la muraille orientale dont il a été souvent question.

Tandis que la zone gneissique a, d'ordinaire, une hauteur de 3 000 pieds [945 m.], le plateau ne s'élève dans sa partie occidentale qu'à environ 2 000 pieds [630 m.]. Le bord oriental est peu connu. Nous l'avons quitté au Tjoalma Vagge; Pettersen a recoupé la ligne de superposition sur le cours supérieur du Reisenelv, non loin de la frontière norvégienne; là s'élève, à 4 000 pieds [1 260 m.], sur le bord du haut pays, le massif montagneux du Reisduoddar Haldi, formé de gabbro et de serpentine<sup>2</sup>.

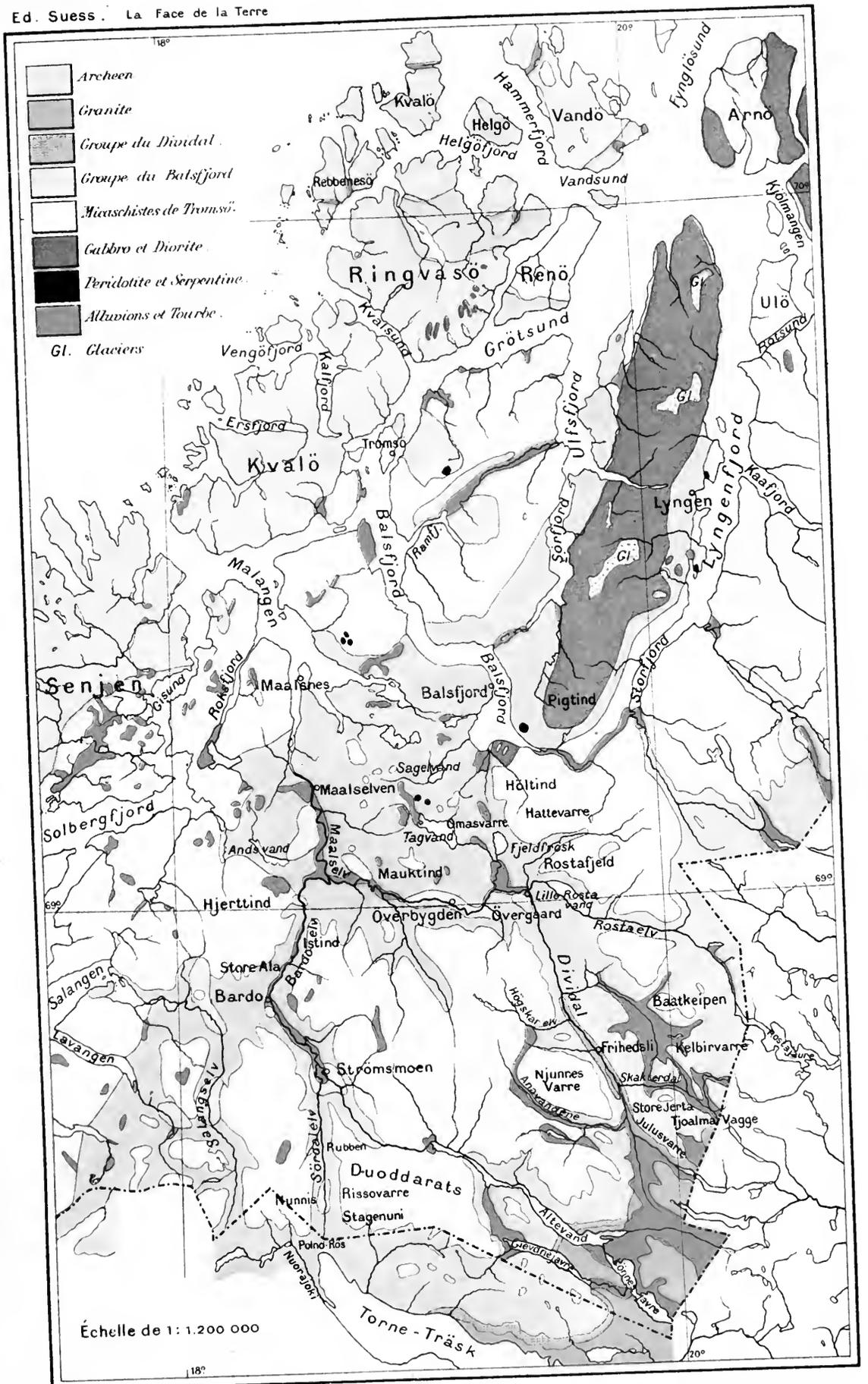
D'après la carte de Tellef Dahll, le bord des couches superposées au granite recule alors un peu, pour s'avancer de nouveau vers le sud dans la direction de Kautokeino. Léopold de Buch, après avoir traversé, au sud d'Alten, des couches horizontales de quartzites et de micaschistes, est descendu du Tjolmi-jaure à Kautokeino en franchissant cet escarpement, et il y a atteint le granite<sup>3</sup>.

Pour le Nord, nous possédons les observations de Tellef Dahll. D'après ce géologue, la limite du plateau, à partir des environs de Kautokeino, se dirige vers le N., le long de l'Altenelv, et sur

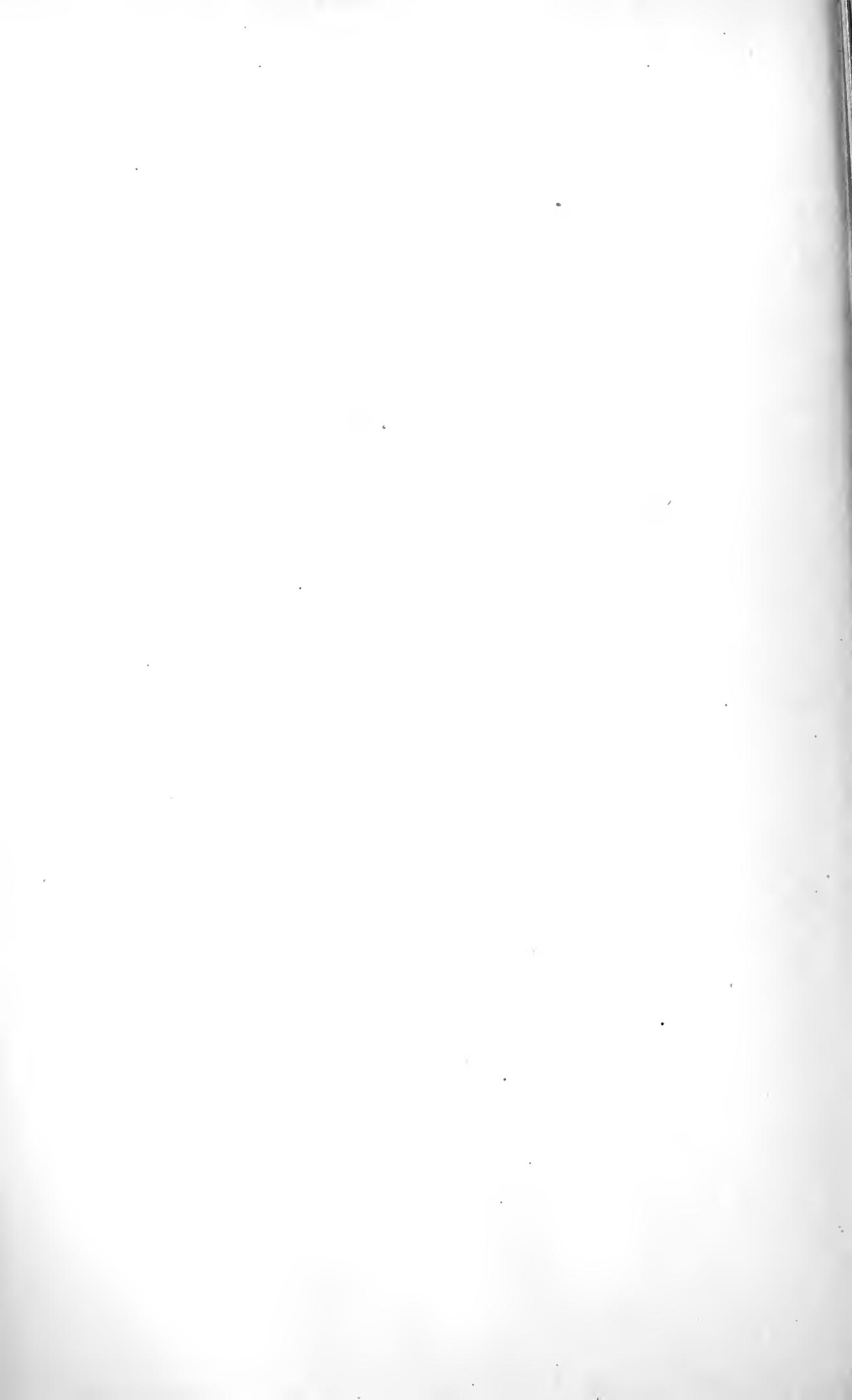
1. K. Pettersen, *De Norske Kyststrøgs Geologi*, IV. *Porsanger-halvoën* (Arch. f. Math. og Naturvid., X, 1886, p. 129-180, carte); en particulier p. 167. On ne peut être que très heureux de constater que, dans l'extrême Nord, par 70°30', dans des contrées où un arbre vient à peine récréer l'œil et où les arbustes même sont rares, cet observateur, en considérant la nature sans parti pris, se fait sur l'affaissement de grands voussoirs montagneux les idées même qu'on n'est arrivé à acquérir ailleurs, où les conditions sont plus favorables, qu'après bien des hésitations.

2. Pettersen, *Ueber das Vorkommen des Serpentin und Olivinfels in N. Norwegen* (Neues Jahrb. f. Min., 1876, p. 613-622).

3. L. von Buch, *Reise durch Norwegen und Lappland*, II, Berlin, 1810; reprod. dans ses *Gesammelte Schriften*, hersg. von J. Ewald, J. Roth und H. Eck, in-8°, Berlin, 1870 II, p. 449-453 et la coupe, pl. V.



E. MORITZ, SC.  
 CARTE GÉOLOGIQUE D'UNE PARTIE DU DISTRICT DE TROMSÖ (NORVÈGE)  
 d'après K. Pettersen.



ce fleuve il y a des lits réguliers de graphite intercalés dans les terrains stratifiés. Dans le voisinage du Jes Jaure, où affleurent des serpentines, cette limite tourne au N.E. ; elle atteint l'extrémité du Porsangerfjord et se prolonge ensuite vers l'E. Le Raste Kaisse, de 3 000 pieds de haut [945 m.], au sud du Laksetfjord, qui montre des couches de grès sur une épaisseur de 2 000 pieds [630 m.], est situé sur cette limite : elle atteint l'extrémité occidentale du Varangerfjord ; la rive méridionale de ce fjord appartient à la région archéenne, la rive septentrionale au plateau<sup>1</sup>.

Dans le Nord de la péninsule, nous distinguons par conséquent de l'ouest à l'est trois éléments principaux : la grande zone gneissique longeant l'Océan Atlantique, que nous nommons zone des Lofoten ; puis le plateau, où les fossiles, d'ailleurs rares, montrent que les couches appartiennent au terrain Cambrien et en partie aussi au Silurien inférieur ; enfin le territoire archéen de l'Est. La limite occidentale du plateau est une fracture, la limite orientale correspond à une superposition normale.

La ligne des Lofoten s'éloigne vers le sud de la direction de la côte, mais les recherches de Pettersen nous apprennent que les massifs de gneiss et de granite dont ces îles sont formées reparaissent à l'est du Vestfjord, et que ce large bras de mer est encaissé dans les roches des Lofoten, dans ce qu'on appelle le « granite côtier ». Plus à l'est encore, sur le continent, on retrouve les roches stratifiées que nous venons de rencontrer au lac de Torneå et au Balsfjord, mais, cette fois, elles sont plissées. Le gneiss et une longue traînée de granite, le granite du Kjölen, pointent sur l'axe des anticlinaux. Ces plis sont dirigés à peu près parallèlement à la côte ; ils forment le Sulitelma<sup>2</sup> ; ils sont recoupés

1. Tellef Dahll, *Om Finnmarkens Geologie* (Christiania Vidensk.-Selsk. Forhandl., 1867, p. 213-222, pl. IV, 1868). T. Dahll y retrouve avec raison les équivalents des schistes alunifères primordiaux, regarde les couches supérieures comme dévoniennes, les lits de graphite comme des veines de houille métamorphisées de l'époque carbonifère et les grès bruns superposés à ces dernières comme du Permien ; jusqu'à présent on n'a pas trouvé de fossiles. [Voir aussi T. Dahll, *Om fjeldbygningen i Finnmarken og guldets forekomst sammesteds* (*Det nordlige Norges Geologi*, 1892, p. 1-21 et 196-198) ; H. Reusch, *Jagttugelser fra en reise i Finnmarken 1890* (Ibid., p. 22-111 et 198-202). — D'après W. Ramsay et J. J. Sederholm, la bande sédimentaire du Varangerfjord se prolonge plus à l'E., en bordure de la côte Mourmane, par la presqu'île des Pêcheurs (Rybatchii) et l'île Kildin ; elle se rattacherait ensuite à la zone disloquée de la péninsule de Kanin et au Timan.]

[2. O. Nordenskjöld, *Ueber postarchaischen Granit von Sulitelma in Norwegen* (Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, II, 1894, p. 118-128) ; Hj. Sjögren, *Om Sulitelmakisernas geologi* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XVI, 1894, p. 394-437) ; *Nya bidrag till Sulitelmakisernas geologi* (Ibid., XVII, 1895, p. 189-210, pl. 4-10) ; *Om Sulitelma-områdets bergarter och tektonik* (Ibid., XVIII, 1896, p. 346-376).]

transversalement par les fjords, tels que le Saltenfjord. *Il y a donc ici une zone plissée entre la ligne des Lofoten et le plateau*<sup>1</sup>.

Plus au sud, la côte de l'Atlantique est formée par ces terrains plissés, à peu près jusqu'à la sortie du Hardangerfjord (60°). Abstraction faite des percées de roches éruptives, cette chaîne se compose de dépôts du même âge que le plateau dont on vient de parler, comme le montrent les fossiles siluriens trouvés en plusieurs points, et du soubassement de ces couches.

Il est bien difficile, d'ailleurs, à l'aide des rares coupes transversales qui ont été publiées, comme celle de Trondhjem à Meraker<sup>2</sup>, de formuler une opinion sur le sens du refoulement dans cette chaîne; mais les levés exécutés par Kjerulf et ses collaborateurs, au prix de tant d'efforts, dans ces hautes régions si vastes et si peu peuplées, montrent nettement que les plis, en partant du nord, affectent la direction N.E.-S.W. jusque dans le voisinage immédiat de la partie du pays qui s'avance le plus loin vers l'ouest, le cap Stat (62° 10'), sans pourtant suivre exactement le tracé de la côte. Au sud, en effet, d'après la carte de Kjerulf, les plis semblent dévier de plus en plus vers l'ouest, de sorte que les îles Vigten, puis, avec une direction se rapprochant plus encore de E.-W., les grandes îles situées au sud et en dehors du fjord de Trondhjem indiquent la direction des plis venant aboutir à la mer; et le tracé de la côte, qui s'infléchit davantage au S.W., en allant vers Stat, semble également correspondre à une conversion des plis. Mais

1. Pettersen, *Vestfjorden og Salten* (Arch.f. Math. og Naturvid., XI, 1886, p. 377-492, carte et coupe). [Voir aussi J. H. L. Vogt, *Salten og Ranen, med saerligt hensyn til de vigtigste jernmalm-og svovlkis-kobberkis-forekomster*, in-8°, 232 p., 6 pl. Mit einem Resumé in deutscher Sprache, Kristiania, 1891 (Norges Geol. Undersøg., No. 3); H. Reusch, *Nogle bemerkninger om Nordlands amts Geologi efter ældre arbeider* (Det nordlige Norges Geologi, 1892, p. 139-148, 203); O. A. Corneliussen, *Bidrag til kundskaben om Nordlands amt Geologi* (Ibid., p. 149-189, 204, 4 pl. de coupes).]

2. Th. Kjerulf, *Merakerprofilet* (Norsk. Vidensk. Selsk. Skrift., 1882, p. 63-140, 7 pl. [avec H. Reusch, *Nogle af Merakerprofilet bergarter*, p. 119-140]); F. Svenonius, *Några profiler inom mellersta Skandinaviens skifferområde* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., VII, 1883, p. 631-654, pl. XVII); Brøgger décrit des fossiles de ces régions: *Om Trondhjemfeltets midlere afdeling mellem Guldalen og Meldalen* (Christiania Vidensk.-Selsk. Forhandl., 1877, n° 2, p. 1-28, carte géol., 3 pl.). [Voir aussi H. Reusch, *Geologiske iagttagelser fra Trondhjems stift* (Christiania Vidensk.-Selsk. Forhandl., 1890, n° 7, 60 p., avec résumé en anglais); H. Bäckström, *Om « Kvartskakelagren » vid Gudå, Norge* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XII, 1890, p. 209-246, pl. 4); C. H. Homan, *Selbu. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Selbus omraade*, in-8°, 39 p., Kristiania, 1890, Med «An English Summary of the contents » (Norges Geol. Undersøg., n° 2); A. E. Törnebohm, *Om Sevegruppen och Throndhjems fjället* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XIV, 1892, p. 27-38); Carte géologique détaillée de la Norvège à 1:100 000, feuilles de *Stenkjaer, Skjörn, Levanger, Terningen, Trondhjem, Stjørdalen, Meraker, Rindalen, Melhus, Selbu*, etc.]

juste en avant du cap Stat se produit une déviation inattendue. La grande bande de granite gneissique qui descend du N.N.E., dans la direction du Vartdalsfjord, atteint le Vanelvsfjord puis se recourbe vers le N.W., de sorte qu'elle arrive ainsi orientée au cap Stat et à l'île Sandö<sup>1</sup>. C'est le commencement du changement de direction. Au sud de Stat, elle est exactement E.-W., et les fjords, épousant cette direction, s'orientent de l'est à l'ouest, jusqu'à ce qu'enfin, encore plus au sud, au S. du Sognefjord, les plis qui aboutissent à la côte se recourbent vers l'intérieur du pays en décrivant un demi-cercle autour des environs de Bergen, et atteignent la mer une seconde fois au S. de Bergen.

H. Reusch a fait connaître avec beaucoup de détails ce recourbement en demi-cercle, dans sa partie méridionale<sup>2</sup>. Ce n'est pas un recourbement avec torsion comme le grand arc roumain du bas Danube (I, p. 644), et je ne connais nulle part d'exemple analogue. Au sud de cette région, sur le Hardangerfjord, les plissements cessent et la bordure de couches presque horizontales atteint Stavanger<sup>3</sup>.

Le recouplement par la mer des chaînons plissés, en particulier

1. Hans H. Reusch, *Grundfjeldet i søndre Søndmør og en del af Nordfjord* (Christiania Vidensk.-Selsk. Forhandl., 1878, n° 11, p. 1-18, carte).

2. Hans H. Reusch, *Silurfossiler og pressede Konglomerater i Bergensskrifrene*; Universitets Program for 1. Halvaar, 1883, in-8°, Kristiania, 1882; le même, *Die fossilienführenden krystallinischen Schiefer von Bergen in Norwegen*, trad. allem. de Baldauf, in-8°, Leipzig, 1883. Ces recherches ont fourni d'excellents exemples de la transformation profonde des roches par pression et de la conservation des fossiles dans ces roches, faits qui correspondent complètement aux observations recueillies dans les Alpes. Mais ce qui m'a surtout frappé, c'est que, même dans les parties de la Norvège où les couches sont horizontales, notamment dans le Nord, il y a des micaschistes argileux, des micaschistes et des schistes amphiboliques, comme l'ont déjà signalé de nombreux auteurs, et que, par exemple dans le district de Tromsø, ce sont justement, comme le dit Pettersen, les couches les plus basses qui présentent le plus faible métamorphisme. J'ai bien vu sur les surfaces de séparation des couches, par exemple à l'extrémité méridionale du Balsfjord, dans le voisinage du point où la grande flexure (fig. 18, p. 88-89) atteint la mer, de nombreux indices de friction et de glissement, et j'ai même observé, au fond du Dividal, où les assises sont restées horizontales, quelques bancs qui semblaient avoir été comme repliés sur eux-mêmes; on pourrait donc croire que, lors de la formation d'une flexure aussi importante, il a dû se produire de telles tensions et de tels mouvements intérieurs des bancs les uns sur les autres qu'il en serait résulté une transformation très accusée de la roche, sans qu'il y ait eu cependant, à proprement parler, de plissement; mais il y a de vastes étendues où l'on ne trouve pas de pareilles flexures, et pourtant on connaît, à peu près sur toute la longueur de la presqu'île, des schistes cristallins situés à un niveau plus élevé que des dépôts dont l'âge cambrien est incontestable.

[3. H. Reusch, *Geologische Beobachtungen in einem regionalmetamorphosirten Gebiet am Hardangerfjord in Norwegen* (Neues Jahrb. f. Min., Beilagebd. V, 1887, p. 52-67); et *Bommeløen og Karmøen med omgivelser*, gr. in-8°, 422 p., 3 cartes géol., avec résumé en anglais, Kristiania, 1888; résumé par Emm. de Margerie, *Annuaire Géol. Univ.*, V, 1888, p. 739-746 (1889), et par A. F. Renard, *Bull. Soc. Belge de Géol.*, Bruxelles, III, 1889, Procès-verb., p. 439-451.]

l'inflexion de Stat, l'orientation E.-W. des plis au sud de Stat et la disposition de l'arc de Bergen montrent que le prolongement de la chaîne doit être cherché à l'W. et au S.W., sous la mer. Le dessin structural de l'Ouest de la Scandinavie nous conduit aux îles Shetland et aux Orcades, mais ce n'est pas encore le moment, quant à présent, de mettre en lumière les affinités si remarquables de l'Écosse avec les montagnes de la Norvège.

3. **Lignes de « Glint ».** — De chaque côté de l'Océan Atlantique, au Nord-Ouest et au Nord-Est, il existe une vaste surface de roches archéennes, dont la couverture sédimentaire a complètement disparu, sauf quelques lambeaux isolés. Sur chacune de ces aires se trouve une nappe d'eau peu profonde, la baie de Hudson d'un côté, la mer Baltique de l'autre. Elles sont entourées toutes deux comme d'une muraille par les têtes de couches des terrains sédimentaires; ces sédiments, qui appartiennent toujours aux divisions anciennes de la période paléozoïque, tout au plus au Dévonien, affectent autour de ces deux boucliers une allure horizontale. En Russie, on désigne ces têtes de couches sous le nom de *Glint*, et nous appliquerons désormais cette expression aux lignes d'escarpements formées de couches horizontales, quand ces falaises sont produites par dénudation, non par fracture<sup>1</sup>.

Le glint de chacun de ces deux boucliers est jalonné par une longue série de lacs d'eau douce, situés sur la ligne même du glint.

Autour du bouclier canadien, ces lacs de glint s'appellent : Ontario, baie Géorgienne, lacs Supérieur, Winnipeg, Athabasca, Grand Lac des Esclaves, lac La Martre, Grand Lac de l'Ours; la ligne de glint aboutit ensuite au Coronation Gulf, qui occupe la situation d'un lac de glint.

La ligne de glint du bouclier baltique longe la côte orientale de la Suède, non loin de Kalmar, traverse la mer au nord de Gotland, passe au nord de Dagö, suit le golfe de Finlande, qui occupe aussi la position d'un lac de glint, coupe le Ladoga et l'Onéga et aboutit enfin au golfe d'Arkhangel et à l'Océan Glacial.

Or, un coup d'œil attentif jeté sur la structure de la péninsule scandinave montre que, dans le Nord tout au moins, au N. du Jemtland ou de 64° de lat. N., l'escarpement oriental du plateau, par sa stratification peu inclinée, ses bastions et ses anciennes coupures

1. Les escarpements décrits par Zittel dans le Désert Libyque sont des lignes de glint, produites par abrasion; les falaises au sud des mouts Uinta, qui ont été déterminées par des flexures, n'en sont pas.

glaciaires, joue un rôle absolument comparable à celui du glint baltique. De même qu'autrefois Richardson et Isbister, dans le Nord du Canada, s'étonnaient de la situation d'un si grand nombre de lacs, en travers sur une limite de terrains, de même, en Laponie, Törnebohm a fait depuis longtemps la remarque que la plupart des grands lacs sont croisés par cette ligne d'escarpement<sup>1</sup>. En effet, tous ces grands lacs, dont je n'ai pas l'intention de faire l'énumération complète et parmi lesquels je mentionnerai seulement le Hornafvan, le Saggat Träsk près Kvikkjokk, le Luleå Jaur, le Paitas Jaur, le Torneå Träsk, l'Alte Vand et le Ruosta Vand, doivent être considérés comme formant une série de lacs de glint. Le glint est plus élevé qu'ailleurs et la situation transversale des lacs ressort plus nettement qu'en aucune autre région de structure analogue. Une grande partie de ces lacs déversent leurs eaux dans le golfe de Botnie, tandis que d'autres sont tributaires de l'Océan Atlantique; mais ce point, pour le moment, est sans importance.

Au delà de la zone des lacs, la ligne de glint se poursuit à travers le Nord du Finmark jusqu'à l'extrémité du Varangerfjord et aboutit ainsi à l'Océan Glacial.

Cet état de choses nous montre qu'il n'existe pas seulement des lacs de glint, mais aussi des golfes marins de glint. Tels sont le golfe de Finlande, le golfe d'Arkhangel, le Varangerfjord et le Coronation Gulf. De ces quatre golfes, trois appartiennent à l'Océan Glacial.

**4. Le plateau du Spitzberg.** — La guirlande des lacs russes atteint l'Océan au golfe d'Onéga et à la mer Blanche, immédiatement à l'ouest de la presqu'île de Kanin, dont nous avons déjà discuté les rapports particuliers avec les chaînons de l'Oural.

On a vu que la Novaïa Zemlia est une chaîne de montagnes plissée vers l'W. et le N.W., qui vient se raccorder avec l'Oural dans le voisinage du Konstantinov Kamen, par 68° 29' de lat. N. (I, p. 668). Le Iougorskii Char, le détroit de Kara et le Matotchkiné Char sont des sillons transversaux et la mer de Kara est une mer occupant l'arrière-pays (*Rückmeer*). Les monts Timan, qui sont un pli avancé ou *parma* divergent de la chaîne principale de l'Oural, se raccordent sur la Soula avec un petit segment d'arc, qui, du bord nord-oriental de la baie Tchesskaïa, se dirige à travers la péninsule de Kanin jusqu'au Kanin Noss (I, p. 671)<sup>2</sup>.

1. Törnebohm, *Ueber die Geognosie der Schwedischen Hochgebirge*, p. 49.

2. A. Wichmann a exprimé des doutes sur la façon dont Höfer comprend la structure de la Novaïa Zemlia; mais Wichmann, considérant lui-même cette île comme

Nous avons bien le droit de supposer, en conséquence, que la dépression de la Petchora, dont le sous-sol est en grande partie formé de sédiments jurassiques en couches horizontales, se prolonge sous la partie sud-orientale de la mer de Barents en s'étendant au-delà de l'île plate de Kolgouïev; cela donne un intérêt d'autant plus grand à la connaissance du Spitzberg, de la Terre François-Joseph et de Beeren Eiland.

Les savants qui connaissent le mieux ces contrées, comme Nordenskjöld, Mohn et Nathorst, ont supposé qu'il avait existé autrefois une jonction entre le Spitzberg et la Norvège septentrionale; et Pettersen, qui a réuni toutes les observations relatives à ce sujet, donne au plateau ou au groupe de grandes îles qui ont pu exister jadis, à la place de la mer actuelle de Barents, le nom d'*Arctide*<sup>1</sup>.

Ce n'est qu'à l'ouest des Lofoten, aux Vesteraals Eggen, que la mer, contre la côte norvégienne, s'enfonce à des profondeurs considérables, comme Mohn l'a montré de la façon la plus nette. Cet escarpement sous-marin se prolonge ensuite vers le nord, dans la direction de la côte occidentale du Spitzberg. La mer de Barents se trouve sur la hauteur, à l'E., et en dehors des grandes profondeurs de la mer du Groenland, qui, entre la Norvège et l'île volcanique Jan Mayen, s'abaisse au-dessous de 2 000 brasses et entre le Spitzberg et le Groenland au-dessous de 2 600 brasses. La mer de Barents n'a par conséquent qu'une faible profondeur; un sillon d'environ 200 à 300 brasses passe entre la Norvège et Beeren Eiland, et c'est la partie la plus profonde; mais, à partir de la côte mourmane, la ligne de 100 brasses se dirige vers la Novaïa Zemlia, puis elle tourne à l'ouest et enveloppe Beeren Eiland, de sorte que les îles citées plus haut, du Spitzberg à la Terre François-Joseph et à Beeren Eiland, forment les parties culminantes d'un même plateau continu<sup>2</sup>.

En outre, les travaux de l'expédition norvégienne dans la mer

le prolongement immédiat de l'île Vaigatch et du Pae-Khoï, la question principale est tranchée par le fait; après une récente conférence avec M. Höfer, je crois devoir m'en tenir d'autant plus à ses idées qu'elles s'accordent parfaitement avec ce qu'on sait sur la structure de l'Oural septentrional; A. Wichmann, *Zur Geologie von Nowaja Semlja* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXVIII, 1886, p. 516-550).

1. K. Pettersen, *Arktis*, II (Archiv f. Math. og Naturvidensk., VI, Kristiania, 1887, p. 465-489).

[2. Les sondages pratiqués par Fridtjof Nansen et le lieutenant Sverdrup, au cours de l'audacieuse expédition du *Fram*, nous ont appris, contre toute attente, que le bassin arctique, au nord de 80°-83° lat. N. et entre 14° et 135° long. E. (Gr.), correspond à une profonde dépression, où les fonds descendent partout au-dessous de 3 000 m. A. Supan en a conclu que la Mer Glaciale est, morphologiquement, une dépendance de l'Océan Atlantique: elle résulterait d'un effondrement qui a dû s'étendre, au nord de l'Amé-

du Nord ont appris qu'on rencontre des traces du terrain crétacé sur l'escarpement sous-marin qui précède les grands fonds, entre 65° 36' et 68° 21' de lat. N., et même, en lambeaux isolés, jusque sous le 78° degré, bien qu'aujourd'hui on ne connaisse pas de dépôts crétacés affleurant sur les terres voisines. Ces vestiges consistent en fragments de craie et de silex; par 65° 43' de lat. N. et 7° 29' de long. E., on a même ramené d'un fond de 194 brasses un fragment de bélemnite. Ces découvertes indiquent soit l'existence d'une bordure crétacée sous-marine, soit une profonde dégradation de la surface du continent<sup>1</sup>.

Occupons-nous maintenant tout d'abord de l'archipel du *Spitzberg*. Grâce à l'extrême amabilité de M. le professeur Nathorst, de Stockholm, j'ai pu mettre à profit ses observations très détaillées et encore inédites sur les terrains du Spitzberg et leur allure. La description qui va suivre est empruntée aux notes manuscrites que ce savant a bien voulu me communiquer; elle donne une idée plus complète que les travaux, d'ailleurs fort importants, publiés jusqu'à ce jour par Nordenskjöld, Höfer, von Drasche et d'autres géologues<sup>2</sup>.

rique, jusqu'à l'Archipel Parry (*Die norwegische Polarexpedition, 1893-96*, Petermanns Mitteil., XLIII, 1897, p. 160). Le socle qui sert de support au Spitzberg ne serait donc qu'un prolongement, en partie submergé, de l'Eurasie (voir aussi J. W. Gregory, *Some Problems of Arctic Geology*, Nature, LVI, 1897, p. 301-303, 351-352, 3 cartes.)

1. H. Mohn, *Dybde-Kart over Nordhavet; Norske Nordhavs-Expedition*, XVIII, 1887, pl. II.

2. Voir notamment A. E. Nordenskjöld, *Utkast till Spetsbergen's Geologie* (K. Vetensk. Akad. Handl., VI, n° 7, 33 p., 2 pl., carte géol., 1867); traduit en anglais sous le titre de *Sketch of the Geology of Spitzbergen*, in-8°, 55 p., 1 pl., carte géol., Stockholm, 1867; H. Höfer, *Graf Wilczek's Nordpolarfahrt im Jahre 1872*, I, *Beiträge zur Geographie Süd-Spitzbergens* (Petermann's Mittheil., XX, 1874, p. 220-223); R. v. Drasche, *Geologische Beobachtungen auf einer Reise nach den Westküsten Spitzbergens im Sommer 1873* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1873, p. 260-263). [Voir aussi A. G. Nathorst, *Jordens Historia efter M. Neumayrs « Erdgeschichte » utarbetad med särskild hänsyn till Nordens Urverld*, in-8°, Stockholm, 1888-94, *passim*; G. Ramond et G. Dollfus, *Géologie du Spitzberg, à propos de la mission de « La Manche », Notes et Résumés*, in-8°, 20 p., Rennes-Paris, 1884 (Extr. de la « Feuille des Jeunes Naturalistes », n° 286-288); G. Nordenskiöld, *Redogörelse för den svenska Expeditionen till Spetsbergen, 1890*, in-8°, 93 p., 6 pl., 1 carte (Bihang till K. Sv. Vetensk. Akad. Handl., XVII, Afd. II, n° 3, 1892); G. de Geer, *Ymer*, 1896, p. 259-266, cartes; E. J. Garwood and J. W. Gregory, *The Geological Work of the Conway Spitsbergen Expedition* (Geol. Mag., Dec. 4, III, 1896, p. 437-439); W. M. Conway, *The First Crossing of Spitsbergen, being an Account of an Inland Journey of Exploration and Survey. With Contributions by J. W. Gregory, A. Trevor-Battye, and E. J. Garwood*, in-8°, 371 p., 8 pl., 2 cartes, London, 1897; Sir W. M. Conway, *The First Crossing of Spitsbergen* (Geogr. Journ., IX, 1897, p. 353-368), et *An Exploration in 1897 of some of the Glaciers of Spitsbergen* (Ibid., XII, 1898, p. 137-158). — Sur les terrains paléozoïques du Spitzberg, voir G. J. Hinde, *On Chert and Siliceous Schists of the Permo-Carboniferous Strata of Spitzbergen* (Geol. Mag., Dec. 3, V, 1888, p. 241-251, pl. VIII); B. Lundgren, *Anmärkning om Permfossil från Spetsbergen*, in-8°, 27 p., 1 pl., 1888 (Bihang till K. Sv. Vetensk.-Akad. Handl., XIII, Afd. IV, 1887,

La série stratigraphique du Spitzberg est la suivante, d'après Nathorst :

Les dépôts tertiaires se composent d'abord d'environ 500 pieds [150 m.] de sédiments lacustres avec charbon et plantes terrestres; au-dessous viennent 2 500 pieds [750 m.] de grès marins, de couches d'argile, etc., avec coquilles marines<sup>1</sup>, enfin encore 100 pieds [30 m.] de charbon et de couches à végétaux.

Au-dessous de ces couches tertiaires, on constate une lacune et une discordance, puis vient la série jurassique, comprenant des couches marines à *Leda*, *Nucula*, etc.; des couches lacustres à végétaux et coquilles d'eau douce (regardées jadis à tort comme crétacées); des couches marines à Ammonites; et de nouvelles couches lacustres avec charbon et plantes, en dessous desquelles il y a peut-être encore des sédiments marins. Cette série jurassique repose en concordance sur les dépôts marins, également concordants entre eux, du Trias, du Permien et du Permo-carbonifère; ce dernier horizon succède de même, en concordance, à l'étage ursien avec empreintes végétales, où l'on observe toutefois en un point une intercalation marine.

L'étage ursien repose en stratification transgressive sur le système dévonien de Liefde Bay, à *Cephalaspis*, *Scaphaspis* et plantes du vieux grès rouge; il y a également, semble-t-il, une couche marine intercalée.

Le Dévonien recouvre en discordance le système d'Hecla Hook, beaucoup plus ancien, mais qui n'a pas pu être caractérisé jusqu'à présent par des fossiles; il est formé de quartzites, de phyllades, de calcaires et de dolomies, et dans son voisinage se rencontrent du granite, du gneiss et des schistes amphiboliques qu'on doit regarder comme représentant le terrain archéen fondamental, bien que Nathorst ne considère pas encore cette conclusion comme

n° 1); A. G. Nathorst, *Zur fossilen Flora der Polarländer*, Theil I, Lief. 1: *Zur paläozoischen Flora der arktischen Zone, enthaltend die auf der Bären-Insel und auf Novaja Zemlja von den schwedischen Expeditionen entdeckten paläozoischen Pflanzen* (K. Sv. Vetensk. Akad. Handl., XXVI, n° 4, 80 p., 16 pl., 1894); et *Ueber die palaeozoische Flora der arktischen Zone; vorläufige Mittheilung* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLIV, 1894, p. 87-98). — Sur la flore jurassique, voir A. Schenk, *Jurassische Hölzer von Green Harbour auf Spitzbergen* (Öfvers. af K. Sv. Vetensk. Akad. Förhandl., XLVII, 1890, p. 5-10); A. G. Nathorst, *Zur fossilen Flora der Polarländer*, Theil I, Lief. 2. *Zur mesozoischen Flora Spitzbergens. Gegründet auf die Sammlungen der Schwedischen Expeditionen*, in-4°, 77 p., 6 pl. (K. Sv. Vetensk. Akad. Handl., XXX, n° 1, 1897); *Nachträgliche Bemerkungen über die mesozoische Flora Spitzbergens* (Öfvers. af K. Sv. Vetensk. Akad. Förhandl., LIV, 1897, n° 8, p. 383-387).]

[1. A. G. Nathorst, *Marine Conchylien im Tertiär Spitzbergens und Ostgrönlands* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLVIII, 1896, p. 983-986).]

parfaitement établie. Les roches d'Hecla Hook que j'ai vues à Stockholm ressemblent aux micaschistes argileux des Alpes Orientales.

En fait de roches éruptives plus récentes, on ne signale que des diabases, qui percent les couches jusqu'au Trias, et même en certains points jusqu'au Jurassique. Les principaux massifs de diabase se montrent dans une zone qui s'étend du sud au nord, depuis les Mille Iles, le long du Storfjord, jusque fort avant dans le détroit de Hinlopen.

Les dislocations produites par des actions tangentielles sont limitées au terrain fondamental et au système d'Hecla Hook. Ces roches sont en général fortement redressées et forment les montagnes pointues et dentelées auxquelles appartiennent les plus hauts sommets du Spitzberg, comme le Hørnsundstind. Tous les autres terrains, au contraire, à partir du Dévonien, affectent, excepté sur le bord ouest du Spitzberg, une allure horizontale ou du moins très doucement inclinée, sauf quelques exceptions locales insignifiantes. Tout le pays qu'ils forment est un plateau.

Sur le bord occidental du Spitzberg court un horst allongé qui, vers l'E., est séparé de l'île par une grande ligne de fracture. Contre cette ligne de fracture, les couches sédimentaires sont fortement redressées ou même renversées; d'après Nathorst, on doit la considérer comme une faille dont la lèvre orientale s'est affaissée en se retroussant (fig. 20). La dénivellation a dû atteindre plusieurs milliers de pieds, car dans l'Isfjord, où le redressement affecte la plus grande largeur, les couches tertiaires elles-mêmes ont été relevées; il en est de même dans la Kings Bay. Dans le Bel Sound, le redressement paraît s'arrêter au Trias.

La plus grande partie du Spitzberg est donc un plateau, et de même dans la Terre de Barents, Stans Foreland et l'île Hope, toutes les couches paraissent horizontales.

Une autre grande faille descend par la Wijde Bay vers la Klaas Billen Bay. Cet accident est d'ailleurs certainement très ancien et antérieur à l'étage ursien, car cet étage qui, à l'ouest de la Klaas Billen Bay, repose horizontalement sur le Dévonien assez forte-

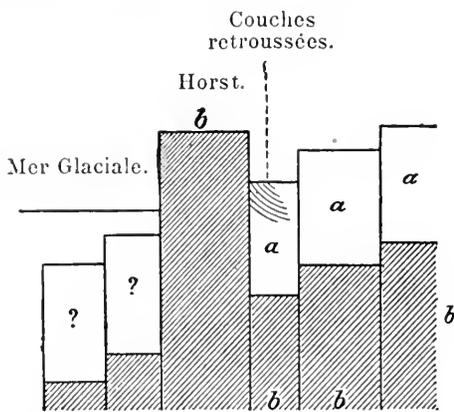


FIG. 20. — Coupe schématique montrant la structure du Spitzberg occidental, d'après Nathorst.

ment retroussé contre la fracture, recouvre directement le terrain primitif à l'E. de cette même baie. A Liefde Bay, Klaas Billen Bay, Dickson Bay, Nathorst a rencontré partout le Dévonien en couches horizontales, et tout le plateau dévonien lui a semblé enfoncé dans une ancienne fosse d'effondrement (*Graben*) pré-carbonifère.

Ces faits montrent qu'il y a des rejets d'âges très divers; quelques-uns sont pré-carbonifères, tandis que d'autres fois les couches tertiaires sont encore retroussées.

De l'examen d'une autre faille située dans le Bel Sound, le long du rivage septentrional de la baie de Van Keulen, on peut conclure, d'après Nathorst, que l'amplitude de la dénivellation doit y atteindre au moins 2000 pieds [600 m.], car les bancs du Calcaire carbonifère couronnent les sommets voisins et affleurent en même temps au bord même de la mer.

Il y a encore d'autres failles de moindre importance, dont quelques-unes coïncident avec l'emplacement des fjords.

Ces grands traits de la structure du Spitzberg ressortent nettement sur la petite carte ci-jointe (fig. 21), réduction d'une esquisse que M. Nathorst a bien voulu me communiquer en m'autorisant à la publier. Les roches anciennes d'Hecla Hook forment presque toute la côte occidentale et probablement aussi toute la Terre du Prince Charles; au nord-ouest apparaît le terrain primitif. Entre Liefde Bay et Wijde Bay se montre le Dévonien, limité du côté de l'est par la fracture déjà signalée, et sur toute la côte septentrionale affleurent les roches anciennes, système d'Hecla Hook et terrain primitif. Le centre et tout l'Est du pays, du Sydkap jusqu'au delà de Stans Foreland, est formé de sédiments plus récents et c'est aussi dans cette région que se montrent les diabases mésozoïques.

Il est très probable que les îles orientales représentent le prolongement du plateau mésozoïque, dans lequel est encaissé le Storfjord.

Quant à la *Terre du Roi Charles*, Nathorst fait remarquer que l'unique fossile qu'on en connaisse jusqu'à présent est un morceau de bois pétrifié, décrit par Schuster sous le nom de *Larix Johnseni* et considéré comme miocène; sans doute, il est possible que des couches tertiaires y existent; toutefois on rencontre très fréquemment au Spitzberg, dans le Jurassique supérieur, une Conifère appartenant probablement au genre *Larix*.

Dans la *Terre François-Joseph*, les hardis voyages en traîneau

de Payer ont fait connaître des nappes éruptives basiques en couches horizontales, et les récentes explorations de Leigh Smith ont

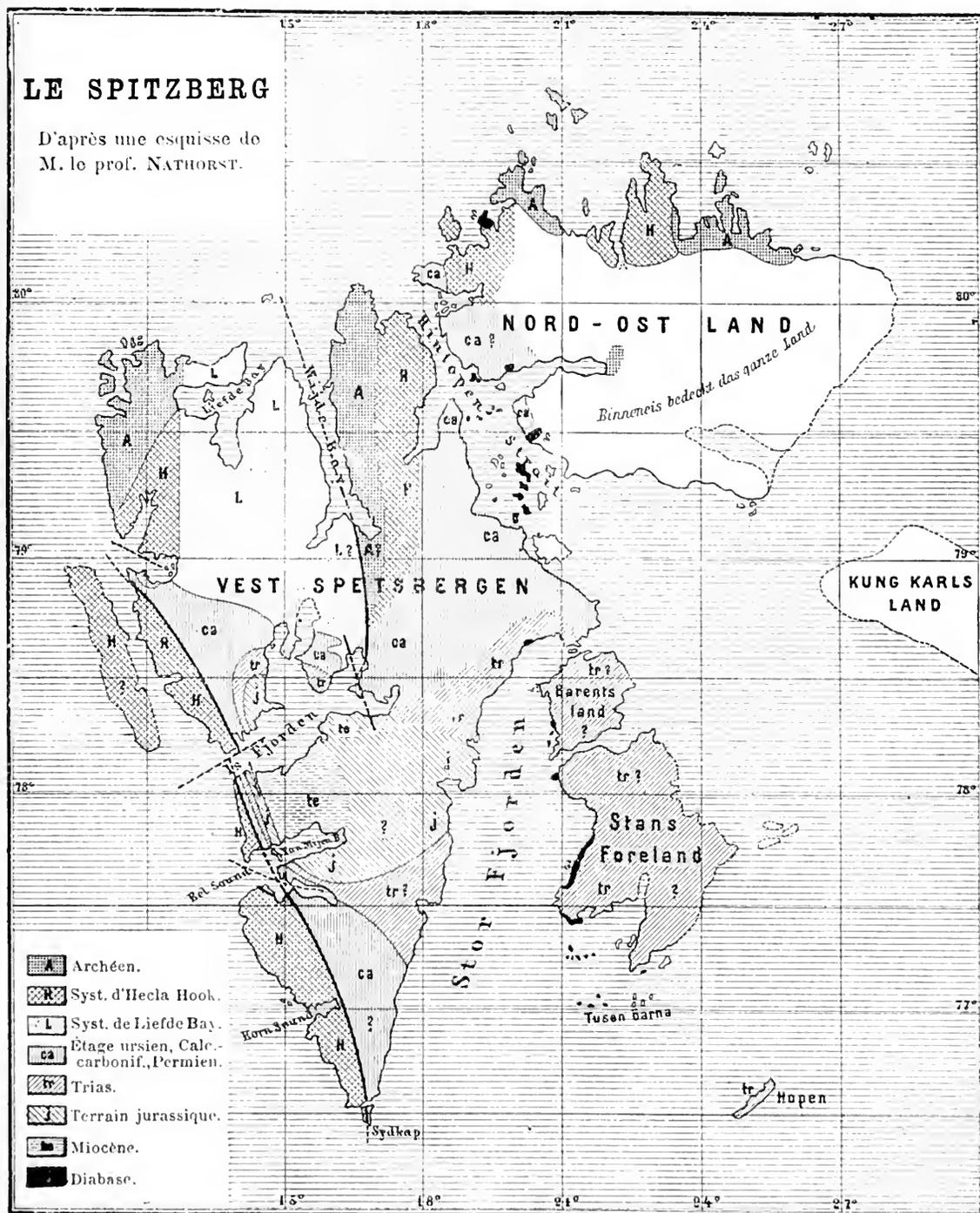


FIG. 21. — Carte géologique du Spitzberg, d'après une esquisse communiquée par M. le professeur Nathorst. — Echelle moyenne = 1 : 3 700 000.

étendu nos connaissances. Son compagnon Grant trouva à Eira Harbour (80° 10', partie S.W. de la Terre François-Joseph) la falaise, haute de 1040 pieds [316 m.], formée à la base d'argiles juras-

siques (Oxford clay) avec Bélemnites. Au-dessus viennent des couches avec bois fossile et cônes de Conifères, ainsi que d'autres débris végétaux; on les regarde comme crétacées. Le tout est recouvert d'une nappe de lave basaltique<sup>1</sup>.

Dirigeons-nous maintenant du Spitzberg vers le sud.

*Beeren Eiland* est formée de couches horizontales appartenant au Permo-carbonifère et à l'étage ursien. Nordenskjöld y a aussi trouvé les roches d'Hecla Hook; d'après Nathorst, on ne sait pas si elles affleurent par suite de la dénudation ou grâce au prolongement de la grande ligne de fracture qui longe la côte occidentale du Spitzberg. L'île n'est qu'un fragment du plateau du Spitzberg, et Mohn a dépeint en termes saisissants l'incessante activité du ressac sur ces couches horizontales, affouillées par les lames, la formation de grandes crevasses au bord des falaises et le glissement, à leur base, de masses puissantes de calcaire : des lambeaux de ce genre, pointant sous forme de piliers ou de donjons isolés, à l'extrémité des langues de terre, témoignent longtemps encore de la puissance destructrice des vagues<sup>2</sup>.

C'est là tout à fait l'aspect ruiniforme (*castellated*) des falaises que les voyageurs ont si souvent décrit comme caractérisant les bancs calcaires paléozoïques, en couches également horizontales, de l'Archipel Nord-américain, aux îles Parry et dans le Lancaster Sound par exemple. Là, nous l'avons vu, des bras de mer ramifiés de mille façons s'introduisent entre les îles de l'Archipel comme dans un système de sillons d'origine fluviale que les flots auraient envahi. On conçoit en effet que, si les rivages viennent à

1. C. R. Markham, *The Voyage of the « Eira » and Mr. Leigh Smith's Arctic Discoveries in 1880* (Proc. R. Geogr. Soc. London, New Ser., III, 1881, p. 135). Cette Conifère est, d'après Carruthers, un vrai pin. Etheridge mentionne des terrains encore plus anciens sous le Jurassique (Ibid., p. 147). [Voir aussi E. T. Newton and J. J. H. Teall, *Notes on a Collection of Rocks and Fossils from Franz Josef Land, made by the Jackson-Harmsworth Expedition during 1894-1896* (Quart. Journ. Geol. Soc., LIII, 1897, p. 477-519, pl. XXXVII-XLI; LIV, 1898, p. 646-651, pl. XXIX); R. Koettlitz, *Observations on the Geology of Franz Josef Land* (Ibid., LIV, 1898, p. 620-646 : les basaltes seraient contemporains des couches jurassiques); J. F. Pompeckj, *The Jurassic Fauna [Bajocien et Callovien] of Cape Flora, Franz Josef Land*, 146 p., 2 pl., et A. G. Nathorst, *Fossil Plants from Franz Josef Land*, 26 p., 2 pl. (in F. Nansen, *The Norwegian North Polar Expedition 1893-1896, Scientific Results*, in-4°, vol. I, nos 2, 3, Christiania, 1900).]

2. *Den Norske Nordhavs-Expedition*, V, 1882; H. Mohn, *Geografi og Naturhistorie*, p. 32. [Pour une carte de l'île Jan Mayen, voir A. von Bobrik, au tome I de l'ouvrage : *Die Oesterreichische Polarstation Jan Mayen. Beobachtungsergebnisse*, herausgegeben von der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften, 3 vol. in-4°, 4 cartes, Wien, 1886. Voir aussi H. Mohn, *Öen Jan Mayen* (Norske Geogr. Selskabs Årbog, III, 1892, p. 57-69, carte); Aug. Gratzl, *Der Besuch der Inseln Jan Mayen und Spitzbergen im Sommer des Jahres 1892* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Cl., LXI, 1894, p. 297-308, carte).]

s'abaisser, la mer, pénétrant dans les vallées d'une terre à structure tabulaire, élargisse les sillons préexistants en venant battre le pied de leurs versants, et ainsi se produisent des contours qui, une fois les lignes de faite secondaires traversées, doivent finir par ressembler beaucoup à ceux de l'archipel Parry. De même, Beeren Eiland est regardée par la plupart des observateurs comme un simple prolongement du grand plateau, séparé peu à peu du Spitzberg par le travail des flots. C'est ainsi que se sont effectuées de proche en proche, à partir des anciennes vallées fluviales, les abrasions étendues dont témoigne la succession stratigraphique de tant de continents.

**5. Groenland.** — Les traits fondamentaux de la stratigraphie du Spitzberg se reproduisent au Groenland, mais seulement sur la côte orientale et en partie dans le Sud-Ouest<sup>1</sup>. Les géologues qui connaissent les deux pays ont souvent insisté sur cette ressemblance. Ici comme là, un grès rouge repose horizontalement, en discordance, sur des roches anciennes plissées, et les plis observables sont antérieurs à ce grès rouge, qui n'a encore fourni, il est vrai, au Groenland, aucun débris fossile, mais qu'on doit sans doute assimiler à l'étage de Liefde Bay du Spitzberg. Les dépôts mésozoïques et tertiaires sont également horizontaux, comme au Spitzberg. Telle est la constitution de la grande presqu'île à l'est, autant que l'*Inlandsis* et la nature inhospitalière des côtes ont permis de le reconnaître jusqu'à présent; et, à l'ouest, les caractères d'un plateau arasé se poursuivent jusque fort loin vers le nord, probablement jusqu'au voisinage du glacier de Humboldt, où, comme on l'a vu plus haut, des couches siluriennes redressées venant de l'île Norman Lockyer (79° 25') par la baie Scoresby franchissent le Smith Sound, en se dirigeant vers le N.E. (II, p. 61).

Le Groenland, jusqu'au glacier de Humboldt, est bien un plateau ancien, toutefois il se distingue du plateau canadien et du plateau baltique par un trait important : dans ces deux régions, en effet, on rencontre des couches siluriennes marines horizontales, tandis qu'au Groenland, comme au Spitzberg, la série des terrains horizontaux ne commence, dans l'état actuel de nos connaissances, qu'avec le grès rouge.

Payer et Copeland ont exploré la côte orientale entre 73° et 76°

1. Tous les anciens documents relatifs à la géologie du Groenland ont été rassemblés dans le précieux *Manual of the Natural History, Geology and Physics of Greenland*, publié par T. Rupert Jones, in-8°, London, 1875. [Voir aussi P. Lauridsen, *Bibliographia Groenlandica* (Meddelelser om Grönland, XIII, 1890 : Géologie, p. 50-67).]

de lat. N. ; les études de Hochstetter et de ses collaborateurs montrent que la plus grande partie de la côte de la terre ferme, avec la plus grande partie de l'île Clavering et de l'île Kuhn et le Nord de l'île Shannon, est formée de roches archéennes. Du quartzite ancien, des schistes argileux et des calcaires, attribués à l'étage d'Hecla Hook du Spitzberg, se montrent sur la rive septentrionale du fjord François-Joseph. C'est de la Falsche Bay (détroit de Clavering, à l'ouest de l'île Sabine) que Payer a rapporté, chose remarquable, un fossile rhétien, la *Rhynchonella fissicosta*, découverte restée jusqu'à présent isolée dans les régions arctiques. Dans l'île Kuhn, il y a des dépôts jurassiques semblables à ceux du Spitzberg et comme eux associés à du charbon et à des couches à empreintes végétales. Des basaltes et des dépôts à plantes du Tertiaire moyen affleurent le long de la côte sur une grande étendue, depuis les petites îles Bontekoe, en avant du fjord François-Joseph, vers le nord, jusqu'au centre de l'île Shannon, de sorte que les parties les plus saillantes, comme le cap Broer Ruys, le cap Borlase Warren, l'île Sabine et l'île du Pendule, ainsi que le cap Philipp Broke, dans l'île Shannon, appartiennent à la région basaltique. De même le Hochstetter Foreland est du Tertiaire moyen, et on y a trouvé des débris de coquilles marines tertiaires semblables à celles du Spitzberg. Je ferai remarquer que ces deux régions sont les seules de l'Océan Arctique qui aient fourni des fossiles marins tertiaires. Les basaltes d'Islande, des Færøer, et même ceux d'Irlande, ainsi que ceux des côtes occidentales du Groenland, sont partout associés à des couches tertiaires ne contenant que des plantes terrestres (I, p. 370)<sup>1</sup>.

Du cap Farewell au 61°, l'Ouest est formé principalement de granite, à côté duquel le gneiss n'affleure qu'en quelques points;

1. F. v. Hochstetter, *Geologie Ost-Grönlands zwischen dem 73. und 76° nördl. Br.*; a) *Allgemeine Uebersicht, bearbeitet von Franz Toula*; b) *Specielle Darstellung, bearbeitet von Osc. Lenz; Mesozoische Versteinerungen von der Kuhninsel, von Franz Toula* (dans l'ouvrage : *Die Zweite Deutsche Nordpolfahrt in den Jahren 1869 und 1870 unter Führung des Kapitäns Karl Koldewey*, in-8°, Leipzig, II, 1872, p. 471-511, 2 pl.); et F. von Hochstetter, *Geologische Kartenskizze von Ost-Grönland nach den Beobachtungen und Sammlungen von Payer und Copeland* (Ibid., *Geologie*, pl. I). [Les couches rhétiennes et jurassiques fossilifères ont été retrouvées plus au sud, entre 70° et 71°, vers l'entrée du Scoresby Sund; voir Edv. Bay, *Den östgrönlandske Expedition udfort i Aarene 1891-92 under ledelse af C. Ryder. Geologi* (Meddelelser om Grönland, XIX, 1896, p. 145-187, carte géol., pl. II); B. Lundgren, *Anmärkningur om några Jurafossil från Kap Stewart i Ostgrönland* (Ibid., p. 189-214, pl. III-V); N. Hartz, *Planteforsteninger fra Cap Stewart i Ostgrönland, med en historisk oversigt* (Ibid., p. 215-247, pl. VI-XIX); N. Hartz, *Die dänische Expedition nach Ostgrönland 1891-92* (Petermanns Mitteil., XLIII, 1897, p. 86-93, pl. 8 : carte géol.); voir aussi la *Carte géologique internationale de l'Europe*, feuilles 1 et 2, Berlin, 1894.]

1788 m.

S. W.  
1690 m.

1310 m.

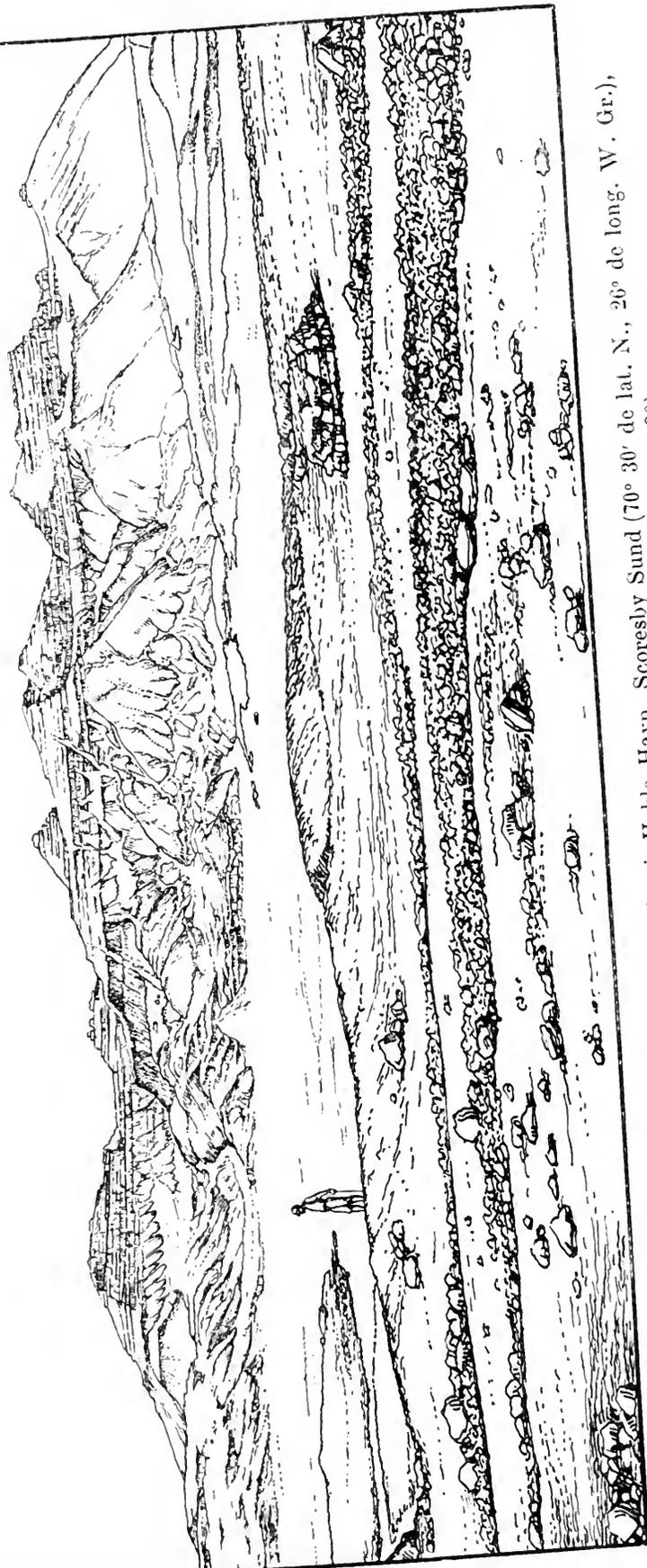


Fig. 22. — Paysage du Groenland Oriental. Vue prise à Hekla Havn, Scoresby Sund ( $70^{\circ} 30'$  de lat. N.,  $26^{\circ}$  de long. W. Gr.), d'après C. Ryder (*Mediteliser om Grönland*, XVII, 1895, pl. V, p. 80).

Montagnes de l'extrémité N.E. du Gaasefand : nappes de basalte reposant sur du gneiss.



il en est ainsi, d'après Laube, au cap de la Pentecôte, promontoire escarpé de la côte orientale<sup>1</sup>, et à Sermersoak, au sud-ouest. Le granite de la côte orientale se charge souvent de hornblende; du côté de l'ouest, d'après les récentes recherches de Steenstrup et de Kornerup, il est traversé au N. du fjord d'Igalliko par un pointement de syénite et au N. de Julianchaab, à la sortie du Tunugdliarfik, par un pointement de syénite à sodalite qui est coupé dans toute sa largeur par le fjord. Un grand lambeau de grès rouge, accompagné de porphyre, sépare, au nord de la syénite à sodalite, le fjord de Sermilik du Tunugdliarfik et empiète sur ce dernier jusqu'à l'extrémité N. du fjord d'Igalliko. Le grès rouge, comme on l'a vu, n'a pas encore fourni de fossiles<sup>2</sup>.

Dans tout l'intervalle entre 62° 15' et 64° 15', Kornerup n'a rencontré que des roches archéennes, principalement du gneiss gris. La direction de ce gneiss est en général orientée vers le N.E.<sup>3</sup>.

Beaucoup plus au nord, de 66° 15' à 68° 15', le même observateur a aussi trouvé le pays formé par diverses variétés de gneiss, et ce grand massif gneissique, affecté de plis dirigés vers le N.E., paraît constituer la plus grande partie de la côté occidentale<sup>4</sup>.

De 70° de lat. N. jusqu'au delà de 72° 30', les mêmes roches archéennes pointent sur les bords de l'Inlandsis<sup>5</sup>, mais en avant,

[1. Sur la géologie de la côte orientale, entre le cap Farewell et 63°45', voir H. Knutsen og P. Eberlin, *Den Östgrönlandske Expedition udforl i Aareene 1883-85, under ledelse af G. Holm. Om de geologiske forhold i Dansk Östgrönland* (Meddelelser om Grönland, IX, 1889, p. 233-270, pl. XVI : carte géol. : gneiss, granite, syénite).]

2. Gust. C. Laube, *Geologische Beobachtungen gesammelt während der Reise auf der « Hansa » und gelegentlich des Aufenthaltes in Süd-Grönland* (Sitzungsber. K. Akad. Wiss. Wien, Mathem.-naturw. Cl., LXVII, Abth., I, 1873, p. 17-109, carte géol.); K. J. V. Steenstrup og A. Kornerup, *Beretning op Expeditionen til Julianchaabs Distrikt i 1876* (Meddelelser om Grönland, II, 1881, p. 1-26); Steenstrup, *Bemaerkninger til et geognostisk oversigtskaart over en del af Julianchaabs Distrikt* (ibid., p. 27-41, carte géol., 3 pl.). [Voir aussi A. Jessen, *Opmaalingsexpeditionen til Julianchaabs Distrikt, 1894. Geologiske iagttagelser* (Ibid., XVI, 1896, p. 123-169, pl. XVIII : carte géol.); N. V. Ussing, *Mineralogisk-petrografiske undersøgelser af Grönlandska Nefelinsyeniter og beslægtede bjergarter* (Ibid., XIV, 1898, p. 1-220, pl. I-VII); G. Flink, *Berättelse om en mineralogisk resa i Syd-Grönland sommaren 1897* (Ibid., XIV, 1898, p. 221-262, pl. VIII-IX).]

3. A. Kornerup, *Geologiske iagttagelser fra Vestkysten af Grönland (62°15' — 64°15' N. Br.)* Meddelelser, I, 1879, p. 77-139, carte géol. B.

4. A. Kornerup, *Geologiske iagttagelser fra Vestkysten af Grönland (66°55' — 68°15' N. Br.)* Meddelelser, II, 1881, p. 151-194, carte géol., pl. VI, 1 pl. [Les travaux plus récents sur cette partie du littoral ne signalent en effet que du granite, des gneiss grani-toïdes et des schistes cristallins; R. R. J. Hammer, *Undersögelse af Grönlands Vest-kyst fra 68°20' til 70° N. B., 1883* (Ibid., VIII, 1889, p. 1-32, 3 pl., 1 carte géol.); H. Pjetursson, *Opmaalingsexpeditionen til Egedesminde-Distrikt, 1897. Geologiske optegnelser* (Ibid., XIV, 1898, p. 228-347, carte).]

[5. Sur la géologie de la côte ouest, entre 68° et 75°, et en particulier sur les formes extérieures des roches gneissiques, voir E. von Drygalski, *Grönland-Expedition der*

du côté de la mer, s'étendent de grandes régions basaltiques analogues à celles que nous avons déjà signalées sur la côte orientale, depuis la sortie du fjord François-Joseph jusqu'à l'île Shannon. Je citerai, d'après les derniers relevés de Steenstrup, l'île Disko, sur le bord méridional et sud-occidental de laquelle le substratum archéen est visible, puis Hare Eiland, la presqu'île Nugsuak, Ubekjendt Eiland, les presqu'îles Svartenhuk et Ingnerit. Il en est ici comme dans l'Est : la région archéenne intérieure est en quelque sorte entourée d'une bordure basaltique, et c'est sous ces nappes puissantes que se sont conservées les flores crétacées et tertiaires si riches qui ont fourni les principaux matériaux étudiés par Oswald Heer, dans son grand ouvrage sur les flores arctiques fossiles<sup>1</sup>.

Un fait d'une grande importance pour les questions que nous aurons à élucider plus tard, c'est que Steenstrup a réussi à découvrir dans cette série de couches, qui toujours, sauf quelques accidents locaux, sont horizontales, des fossiles marins crétacés. Dans l'état actuel de nos connaissances, la série est la suivante : 1. Couches de *Kome*, reposant immédiatement sur le gneiss, avec flore terrestre du Crétacé inférieur ; 2. Couches d'*Atane*, avec une flore terrestre cénomanienne, correspondant au Quadersandstein de l'Europe centrale, et contenant aussi plusieurs espèces de la flore de l'étage du Dakota, en Amérique ; 3. Couches de *Patoot*, dans lesquelles il y a des bancs à flore terrestre sénonienne, et qui renferment aussi des fossiles marins crétacés jusqu'à 1 200 pieds [375 m.] au-dessus du niveau actuel de l'Océan. De Lorient a fait ressortir leur analogie avec les couches du Fort Pierre et des Fox Hills, au Nebraska<sup>2</sup>. A ces dépôts succèdent les couches tertiaires à empreintes végétales et les grands épanchements basaltiques, qui atteignent plus de 5 000 pieds [1 500 à 1 600 m.] au-dessus de la mer actuelle.

Les couches marines crétacées sont connues au sud et au nord de la presqu'île Nugsuak, jusque vers 70° 45' de lat. N. La mer sénonienne s'est donc avancée jusque-là. Nous avons signalé sur le Mackenzie, par 65° de lat. N., un lambeau de terrain crétacé marin

*Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1891-1893*, in-4°, 1, Berlin, 1897, p. 26-47 et *passim*, nombreuses planches.]

1. K. J. V. Steenstrup, *Bidrag til kjendskab til de geognostiske og geografiske forhold i en del af Nord-Grønland* (Meddelelser, IV, 1883, p. 173-242, carte géol.); et *Om forekomsten af forsteninger i de kulførende dannelser i Nord-Grønland* (Ibid., V, 1883, p. 45-77, carte géol., 1 pl.).

2. P. de Lorient, *Om fossile saltvandsdyr fra Nord-Grønland* (Meddelelser, V, 1883, p. 203-213). [Voir aussi D. White and Ch. Schuchert, *Cretaceous Series of the West Coast of Greenland* (Bull. Geol. Soc. of America, IX, 1898, p. 343-368, pl. 24-26).]

(II, p. 56) et les fossiles de Patoot indiquent nettement qu'il devait y avoir une communication entre cette mer et la mer crétacée des Prairies de l'Amérique du Nord. Il est bien difficile de dire jusqu'où la mer crétacée s'étendait autrefois vers l'est, sur le plateau canadien dénudé (I, p. 750); mais, dans l'extrême Nord, nous en retrouvons des traces isolées sous les nappes basaltiques.

D'après les renseignements fournis autrefois par Sutherland, qui connaissait déjà les basaltes depuis Disko jusqu'à Präven, par 72° 20', la côte, avec les îles qui la bordent, dans la direction du nord, depuis Präven jusqu'au cap York, par 76°, serait presque exclusivement formée par du gneiss et du granite. Au nord du cap York, jusqu'au cap Atholl, c'est-à-dire sur 30 à 40 milles marins environ, reparaissent probablement les nappes basaltiques de Disko<sup>1</sup>.

Le cap Alexandre, à l'entrée du Smith Sound, est en basalte, et plus au nord vient de nouveau du gneiss; le reste de la côte orientale du Smith Sound, vers le glacier de Humboldt, paraît être inconnu<sup>2</sup>.

C'est à partir de ce grand fleuve de glace ou fort peu au delà que commencent les chaînons plissés et les fossiles paléozoïques. Mais les couches tertiaires à lignites remontent jusque dans cette région, et Feilden les a rencontrées dans la Terre de Grinnell, à Discovery Harbour, par 81° 45'<sup>3</sup>.

Ainsi, bien que les terrains sédimentaires soient passablement variés sur la côte occidentale du Groenland, cependant, jusqu'au glacier de Humboldt, les enclaves sénoniennes de Patoot restent jusqu'à présent les seules qui aient fourni des fossiles marins, contrairement à ce qu'on observe sur la côte orientale; et, d'autre part, le terrain crétacé n'a pas encore été rencontré dans le Groenland oriental ni au Spitzberg.

**6. La chaîne calédonienne.** — « Les Highlands d'Écosse, avec les Hébrides et le Donegal d'une part, les Orcades et les Shetland

1. P. C. Sutherland, *On the Geological Phenomena of the Coasts of Davis' Strait and Baffin's Bay* (Quart. Journ. Geol. Soc., IX, 1853, p. 297). Je n'ai pas osé citer les observations relatives à la région qui s'étend au N. du Cap Atholl, car elles sont très vagues et n'ont été faites évidemment, au moins en partie, que du large.

2. Voir la petite carte de Feilden et De Rance, Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIV, 1878, pl. XXIV [reproduite ci-dessus, p. 61, fig. 10].

3. O. Heer, *Notes on fossil Plants discovered in Grinnell-Land by Capt. H. W. Feilden* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIV, 1878, p. 66-70).

de l'autre, sont des fragments de la péninsule scandinave. » Ainsi s'exprime Judd, l'un des géologues qui connaissent le mieux ce pays, et d'autres observateurs très compétents, comme A. Geikie, professent la même opinion<sup>1</sup>. Cette manière de voir des géologues écossais s'appuie essentiellement, il est vrai, sur le parallélisme des séries stratigraphiques des deux régions. Le « Torridon Sandstone », arkose ou grès feldspathique qui repose sous le Silurien<sup>2</sup>, est assimilé à la sparagmite de Norvège. A. Geikie est disposé à admettre que la zone de vieux grès rouge qui a été suivie le long du Moray Firth, dans l'Est des comtés de Ross et de Sutherland, puis à travers le Caithness jusqu'aux Orcades et jusque dans la partie méridionale des îles Shetland, a pu autrefois se prolonger jusqu'au Sognefjord et au Dalsfjord, où l'on a rencontré des conglomérats rouges analogues, quoique jusqu'ici sans fossiles<sup>3</sup>. Judd fait ressortir la ressemblance frappante qui existe entre les dépôts mésozoïques de la Scanie et les lambeaux peu nombreux de même âge de l'Écosse, conservés par suite de grands affaissements ou sous des nappes de basalte. Dans les deux régions, la série commence par des sédiments triasiques (contenant des reptiles en Écosse<sup>4</sup>), surmontés par une alternance de couches marines et de couches d'eau douce à empreintes végétales; dans les deux régions, les étages inférieurs du terrain crétacé font défaut et les étages plus récents sont seuls représentés<sup>5</sup>. A Andö, dans les Lofoten, c'est sans doute à la faveur d'un affaissement que le Jurassique a été conservé, comme sur les côtes de l'Écosse.

L'examen de la péninsule scandinave auquel nous venons de

1. J. W. Judd, *Address to the Geological Section of the British Association at Aberdeen*, 1885, p. 1002. [Voir aussi A. Geikie, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, LIII, 1897, p. 154.]

[2. De récentes découvertes paléontologiques ont montré que les assises jusqu'alors rapportées au Silurien, dans le Nord-Ouest de l'Écosse, renferment la faune du Cambrien inférieur. Le grès de Torridon, sur lequel ces couches reposent en discordance, doit donc être considéré comme pré-cambrien, bien qu'il soit lui-même séparé du gneiss archéen par une discordance des plus tranchées; B. N. Peach and J. Horne, *The Olenellus Zone in the North-West Highlands of Scotland* (*Quart. Journ. Geol. Soc.*, XLVIII, 1892, p. 227-242, pl. V); B. N. Peach, *Additions to the Fauna of the Olenellus-Zone of the North-West Highlands* (*Ibid.*, XL, 1894, p. 661-676, pl. XXIX-XXXII); A. Geikie, *On the Pre-Cambrian Rocks of the British Isles* (*Journ. of Geol.*, Chicago, I, 1893, p. 1-14).]

3. A. Geikie, *Textbook of Geology*, 2<sup>e</sup> Ed., in-8°, London, 1885, p. 712.

[4. E. T. Newton, *On some New Reptiles from the Elgin Sandstones* (*Phil. Trans. Royal Soc. London*, vol. 184 B, 1893, p. 431-503, pl. 26-41).]

[5. Voir D. J. Mitchell, *The Greensand Fossils from Drift-Beds at Moreseat, Cruden* (*Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, VII, 1897, p. 277-285); A. J. Jukes-Browne and J. Milne, *On the Cretaceous Fossils found at Moreseat, Aberdeenshire* (*Geol. Mag.*, Dec. 4, V, 1898, p. 21-32).]

PRINCIPALES DISLOCATIONS  
DE L'ÉCOSSE

D'après A. GEIKIE.

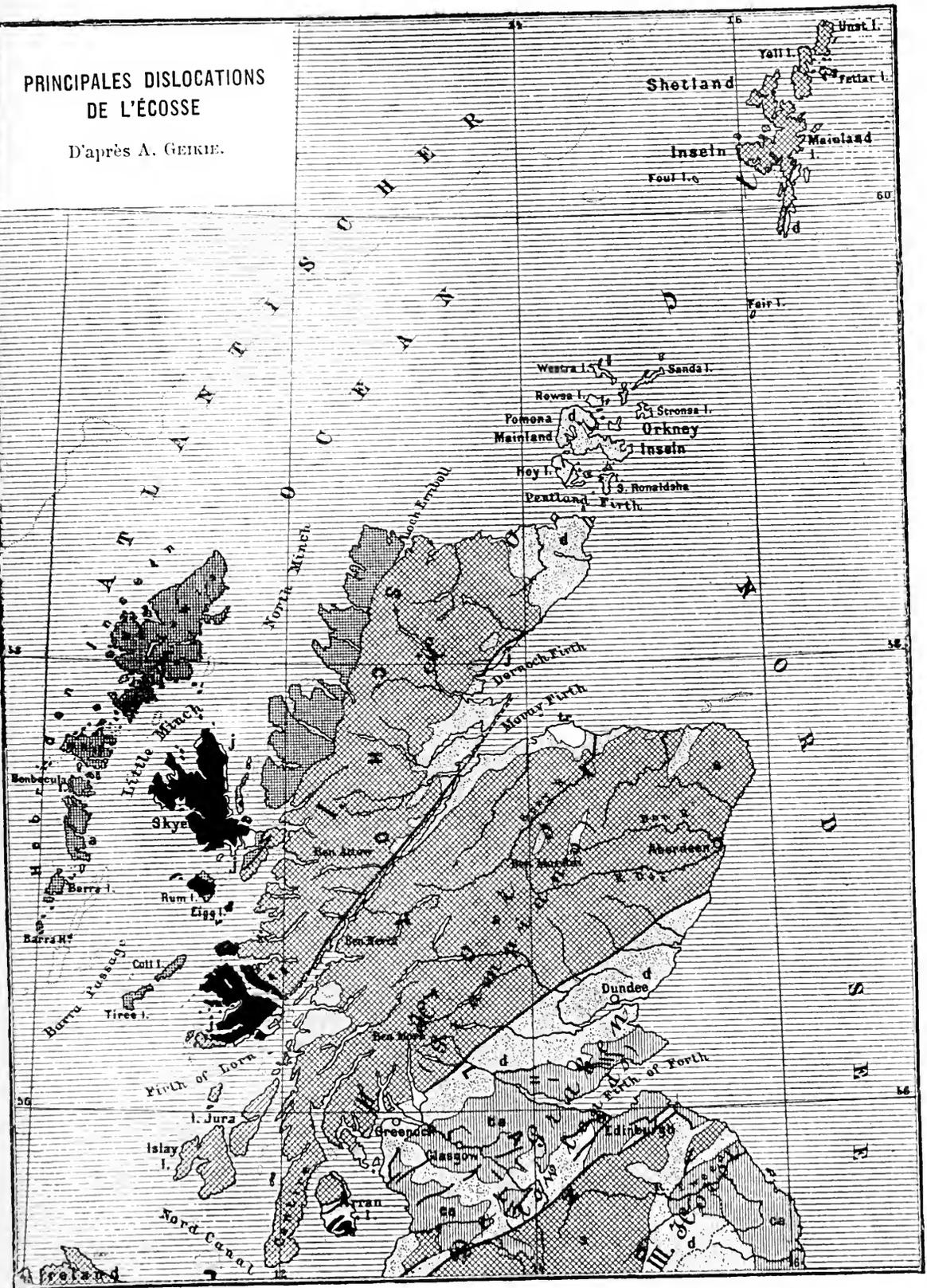


FIG. 23. — Esquisse géologique de l'Écosse, d'après la carte de A. Geikie.

*a*, Archéen; *s*, Silurien, schistes cristallins et massifs granitiques; *d*, Vieux grès rouge (on n'a pas distingué les roches éruptives intercalées); *ca*, Carbonifère (*d*<sup>o</sup>); *tr*, Trias; *j*, Terrain jurassique; noir plein = roches volcaniques tertiaires. — Les documents existants ne permettent pas encore de suivre, sur toute sa longueur, la zone de recouvrement qui forme la limite orientale du gneiss des Hébrides. — Échelle de 1 : 3 700 000.



nous livrer nous a permis d'y discerner plusieurs régions. La première est la zone archéenne des Lofoten ou zone gneissique occidentale, qu'on peut suivre à travers les îles et les presqu'îles du Nord depuis Magerö jusqu'au Vestfjord. La seconde région correspond au plateau du Nord, qu'une dislocation sépare de la zone gneissique occidentale et qui se termine vers l'est au glint, disposé en couches horizontales, qui descend du Varangerfjord. Dans le Rippefjord, par  $70^{\circ} 30'$ , la dislocation bordant la zone gneissique occidentale est une faille avec retroussement du plateau affaissé ; dans le fond du Balsjord, par  $69^{\circ} 10'$ , tout le plateau semble plutôt s'enfoncer vers l'ouest, le long d'une grande flexure, sous la zone gneissique, ou du moins sous la chaîne de gabbro qui la précède. Plus au sud, le plateau lui-même passe dans la partie occidentale aux longs plis orientés S.S.W. des hautes montagnes de Norvège, tandis que du côté de l'est il continue à s'étendre jusqu'aux escarpements réguliers du glint. Les plis disparaissent dans l'Océan Atlantique vers le S.S.W. A l'est du glint se trouve le plateau archéen du golfe de Botnie, c'est-à-dire le bouclier baltique.

Ces traits fondamentaux de la structure de la péninsule scandinave nous permettent de reconnaître qu'il n'y a pas seulement entre les deux régions une analogie quant à l'ordre de succession des terrains, comme on vient de le montrer, mais encore une concordance très frappante au point de vue tectonique, et que les contours de l'Océan Atlantique, depuis le cap Nord, par  $71^{\circ} 10'$  de lat. N., au moins jusqu'à la baie de Donegal, par  $54^{\circ} 30'$ , sont bien réellement formés par des chaînes de montagnes autrefois continues, dont la structure est homogène.

A. et J. Geikie ont montré, dans des mémoires fort instructifs, que la structure de l'Écosse se traduit avec une grande netteté dans la configuration de sa surface aussi bien que dans l'aspect du paysage. Cette structure se reflète également avec évidence dans le dessin du littoral<sup>1</sup>.

La fig. 23 représente l'Écosse et les îles avoisinantes, à la même

1. Je citerai seulement, parmi cette longue série, le dernier mémoire dont j'ai eu connaissance : J. Geikie, *The physical Features of Scotland* (Scottish Geogr. Magazine, 1, 1885, p. 26-41) [Voir aussi A. Geikie, *The Scenery of Scotland viewed in connection with its Physical Geology*, in-8°, London, 1887; et *Geological Map of Scotland*, 1 : 633 600, Edinburgh, 1892, avec *Explanatory Notes*, 23 p. in-8°; reprod. dans J. G. Bartholomew, *The Royal Scottish Geographical Society's Atlas of Scotland*, in-folio, Edinburgh, 1893, pl. 5 et 6]; pour le prolongement en Irlande : R. Harkness, *On the Rocks of Portions of the Highlands of Scotland south of the Caledonian Canal; and on their Equivalents in the North of Ireland* (Quart. Journ. Geol. Soc., XVII, 1861, p. 256-271); E. Hull, *The Physical Geology and Geography of Ireland*, in-8°, London, 1878, p. 20 [2<sup>a</sup> ed., 1894],

échelle que la carte du Spitzberg donnée ci-dessus (II, p. 103, fig. 21). On y voit, au nord-ouest, une bande continue de roches archéennes. Le gneiss ancien affleure en effet dans les Hébrides, puis, au S.E., dans les îles de Coll et de Tirec, dans les îles de Raasay et de Rona et le long de la côte nord-occidentale de l'Écosse. C'est absolument la même disposition que pour la bande archéenne des Lofoten, située à l'ouest et en avant de la péninsule scandinave.

Le canal du Minch occupe dans la région gneissique exactement la même situation que le Vestfjord en Norvège; quelques-uns des volcans récents des Hébrides (I, p. 202, fig. 35), en particulier les

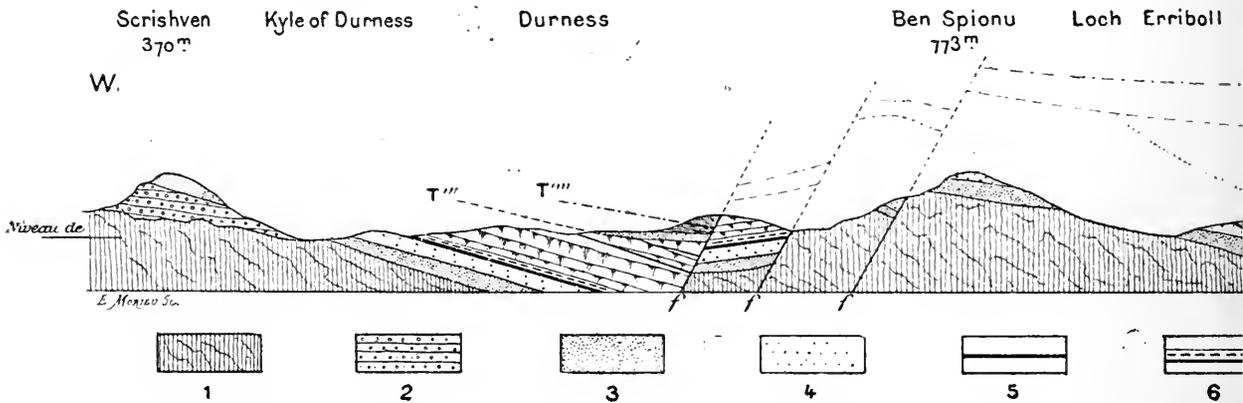


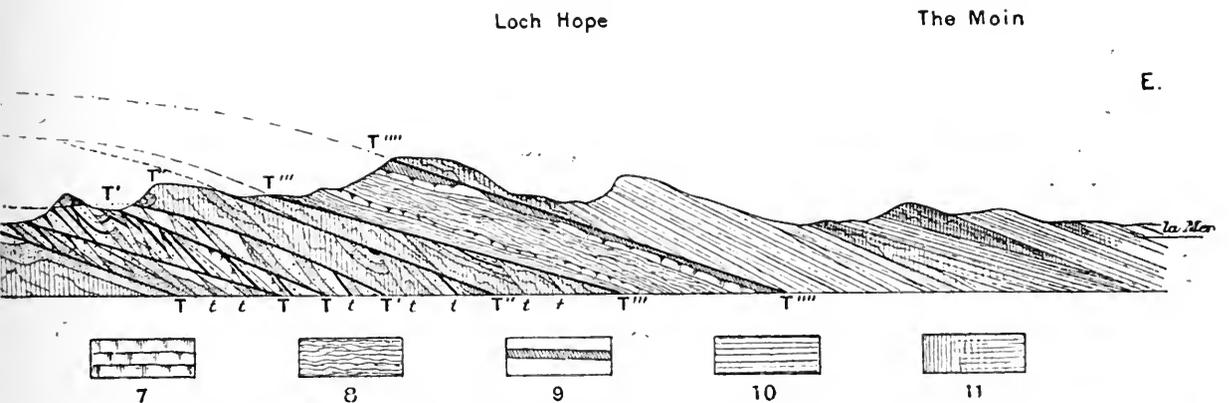
FIG. 24. — Coupe générale de la zone des chevauchements d'Errisburgh (Sutherlandshire), d'après A. Geikie (1885).  
 1. Archéen. Précambrien; 2. Grès de Torridon. Cambrien; 3. Quartzites inférieurs et brèches; 4. Quartzites supérieurs; 5. Schistes verts, etc.; 6. Schistes siliceux; 7. Schistes gneissiques; 8. Lambeaux de gneiss archéen moins récents; 9. Schistes siliceux; 10. Schistes gneissiques; 11. Lambeaux de gneiss archéen moins récents.  
 f, f', Failles normales. — Échelle de 1 : 120 000 environ (hauteurs et longueurs).

grands épanchements basaltiques de l'île de Skye, appartiennent à cette région.

La région archéenne est limitée à l'est par une zone de dislocations très remarquable, qui commence vers le nord au Loch Erriboll et se prolonge, par le Loch Assynt et les parties internes du Loch Broom et du Loch Maree, jusqu'au Loch Carron et probablement

C. Callaway, *On the Granitic and Schistose Rocks of Northern Donegal* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLI, 1885, p. 221-239 : renversement dans le Donegal, p. 238). [Voir aussi Ed. Hull, J. Nolan, R. J. Cruise and A. Mc Henry, *Explanatory Memoir of Inishowen, County Donegal, to accompany Sheets 1, 2, 5, 6, and 11 of the Maps of the Geological Survey of Ireland*, in-8°, Dublin, 1890; Ed. Hull, G. H. Kinahan, J. Nolan, R. J. Cruise, etc., *Explanatory Memoir to accompany Sheets 3, 4, 5, 9, 10, 11, 15, and 16 of the Maps of the Geological Survey of Ireland, comprising North-West and Central Donegal*, in-8°, 174 p., Dublin, 1891; J. R. Kilroe, *Explanatory Memoir to accompany the Maps of South-West Donegal, Sheets 22, 23, 30 and 31 of the Geological Survey of Ireland*, in-8°, Dublin, 1891; *Geological Survey of Ireland, Horizontal Sections*, n° 34, 36, 37, 1891; G. H. Kinahan, *A New Reading of the Donegal Rocks* (Scientific Proc. Royal Dublin Soc., New Ser., VII, 1891, p. 14-34, pl. I-VI); et *The South-West Mayo and North-West Galway Silurian Basin, with Notes on the Old or Metamorphosed Rocks of West Galway* (Trans. Edinburgh Geol. Soc., VI, 1891, p. 155-170).]

plus au S.S.W. encore, en deçà des îles gneissiques de Coll et de Tiree. C'est dans la partie septentrionale de cette zone que Murchison, trompé par des relations stratigraphiques tout à fait extraordinaires, avait cru reconnaître autrefois que le gneiss recouvrait normalement des couches siluriennes fossilifères, et qu'en conséquence il opposa au gneiss ancien des Hébrides un gneiss silurien plus récent. Nicol combattit les vues de Murchison et émit l'idée que la superposition du gneiss résultait de grands chevauchements. Après une longue discussion et à la suite des levés de détail exécutés par Peach et Horne au Loch Erriboll et dans l'extrême



*Geology of Scotland viewed in connection with its Physical Geology*, 2<sup>d</sup> ed., 1887, carte géologique, coupe 1).  
 4. « Pipe Rock »; 5. Couches à fucoides; 6. « Serpulite Grit »; 7. Calcaire de Durness. Gneiss supérieurs orphisés. — T, T', T'', etc., Plans de poussée principaux; t, t, Failles inverses ou plans de poussée secondaires;

Nord-Ouest, A. Geikie, en sa qualité de directeur du Service géologique, a reconnu, avec cette franchise qui caractérise et honore le véritable savant, que l'ancienne conception était erronée<sup>1</sup>. Nicol et ses successeurs, tels que Lapworth, Hicks et Callaway, ont défendu l'interprétation juste<sup>2</sup>.

La coupe de la Kyle of Durness au Loch Erriboll, publiée par Peach et Horne (fig. 24), montre en effet ce qui suit :

1. A. Geikie, *The crystalline Rocks of the Scottish Highlands* (Nature, XXXI, 1884, p. 29-31), et B. N. Peach and J. Horne, *Report on the Geology of the North-West of Sutherland* (Ibid., p. 31-35); Bonney insiste sur l'identité de structure des Lofoten et des Hébrides (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVI, 1870, p. 623).

2. H. Hicks, *On the Metamorphic and overlying Rocks in parts of Ross and Inverness Shires* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIX, 1883, p. 144-159, carte); *Appendix on the lithological Characters of a Series of Scotch Rocks, etc.* by T. G. Bonney (Ibid., p. 159-166); C. Callaway, *The Age of the Newer Gneissic Rocks of the Northern Highlands* (Ibid., p. 355-414; appendice lithologique par Bonney, p. 414-420); C. Lapworth, *On the Close of the Highland Controversy* (Geol. Mag., Dec. 3, II, 1885, p. 97-106), et ailleurs. [Voir aussi Ch. Lapworth, *The Secret of the Highlands* (Geol. Mag., Dec. 2, X, 1883, p. 120-128, 193-199 et 337-344, pl. V et VIII); *On the Stratigraphy and Metamorphism of the Rocks of the Durness-Eriboll District* (Proc. Geologists' Assoc., VIII, 1883-84, p. 438-442).]

Aux environs de Durness, c'est-à-dire au N.W., les couches siluriennes, ayant bien 2 000 pieds [600 m.] d'épaisseur, médiocrement plissées et traversées de quelques failles, reposent sur le gneiss. Une autre bande de gneiss s'avance dans la mer et porte vers l'est un lambeau de Silurien<sup>1</sup>. Puis, au bord méridional du Loch Erriboll, le terrain se partage en un grand nombre d'écailles de gneiss et de Silurien, séparées les unes des autres par des surfaces de rupture plongeant au S.E. et à l'E.S.E., ce qui indique un mouvement tangentiel considérable venant de cette direction. Sur ces petites écailles, une lame de gneiss ancien ayant jusqu'à 400 pieds [120 m.] d'épaisseur a été poussée dans le même sens, c'est-à-dire de l'E.S.E. à l'W.N.W. Cette masse de recouvrement chevauche ainsi suivant un grand plan de faille-inverse (*thrust-plane* des géologues écossais) sur tous les étages du Silurien, dans l'ordre où ils se succèdent à l'intérieur des petites écailles. Un lambeau de cette masse de gneiss chevauchée, que la dénudation a isolé de toutes parts, recouvre le Silurien au nord-ouest du Ben Arnaboll.

A l'E. de Whitten Head, à la sortie du Loch Erriboll, vient un second chevauchement du gneiss, encore plus important, qu'on peut suivre sur un grand nombre de milles dans la direction du S.S.W.; cet accident forme comme une seconde écaille principale, superposée à la première.

On a suivi jusqu'à présent les chevauchements vers le S.S.W. (fig. 25) sur une longueur de 90 milles anglais (145 kilomètres), et un lambeau de gneiss isolé, superposé au Silurien à l'ouest, permet d'affirmer que l'amplitude totale du mouvement tangentiel des grandes écailles de gneiss mesure au moins 16 kilomètres. Il va sans dire que sur les surfaces de discontinuité où ces mouvements ont atteint une pareille intensité, il s'est produit, sur une échelle non moins extraordinaire, des glissements, des frottements, des stries, des étirements et des transformations des plus variées, au point de vue de l'état des roches<sup>2</sup>.

Sur les tranches d'un système de petites écailles simulant une fosse d'affaissement écrasée d'un seul côté, d'autres écailles beaucoup plus grandes ont donc été charriées dans une direction

[1. Les couches des environs de Durness appartiennent en réalité au Cambrien (voir ci-dessus, p. 112, note 2).]

[2. Sur le métamorphisme des roches des Highlands, voir Ch. Lapworth, *Geol. Mag.*, Dec. 3, V, 1888, p. 321-323, fig. 53-56; voir aussi J. Horne and E. Greenly, *On Foliated Granites and their Relations to the Crystalline Schists in Eastern Sutherland* (Quart. Journ. Geol. Soc., LII, 1896, p. 633-650).]

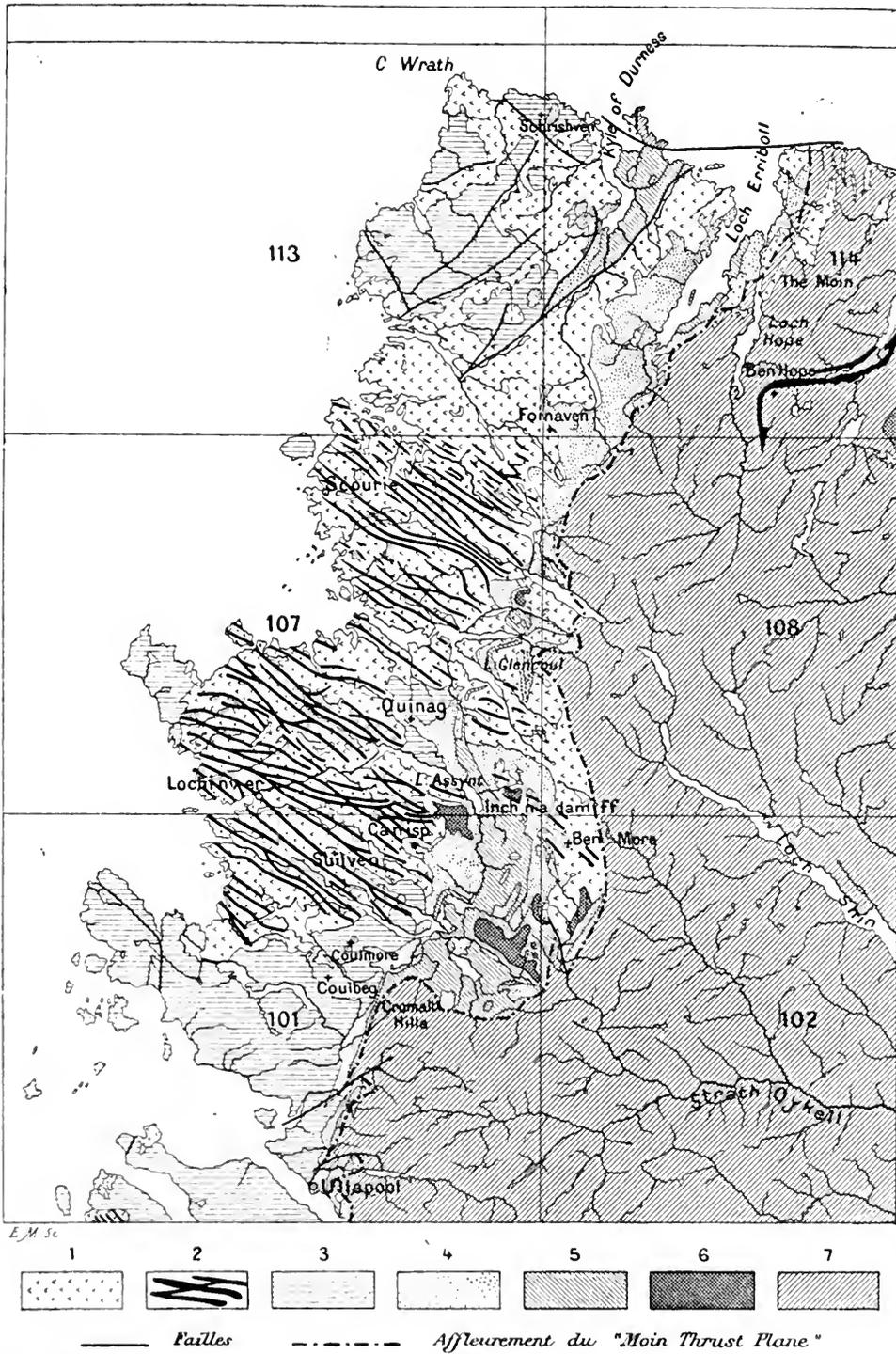


FIG. 25. — Carte géologique d'une partie de la zone des chevauchements du Sutherland, d'Erriboll à Ullapool, d'après les levés du *Geological Survey of Scotland* (in H. M. Cadell, *The Geology and Scenery of Sutherland*, 2<sup>e</sup> ed., 1896).

Archéen : 1. Gnoiss; 2. Dykes de granite et de roches basiques. — Précambrien : 3. Grès de Torridon. — Cambrien : 4. Quartzites; 5. Calcaire de Durness. — 6. Gneiss supérieurs (« Moin Schists »). — Échelle de 10 milles au pouce = 1 : 633 600. Les chiffres correspondent aux numéros des feuilles de la Carte géologique détaillée de l'Écosse à 1 : 63 360.



presque horizontale (fig. 26) et sur un espace d'au moins 16 kilomètres. La poussée venait toujours de l'E.S.E. C'est ainsi que se présentent les fondements du bord antérieur d'une chaîne de hautes montagnes complètement nivelée. Le gneiss des Hébrides est placé devant, comme la Bohême en avant des Alpes Orientales. Mais tous ces grands mouvements sont antérieurs aux premières couches du grès rouge dévonien, et les débris de cette chaîne de montagnes se retrouvent dans les brèches et dans les conglomérats qui constituent ce terrain <sup>1</sup>.

Pour abrégé, nous désignerons désormais cette zone de chevauchement sous le nom de *zone de chevauchement d'Erriboll*. Par

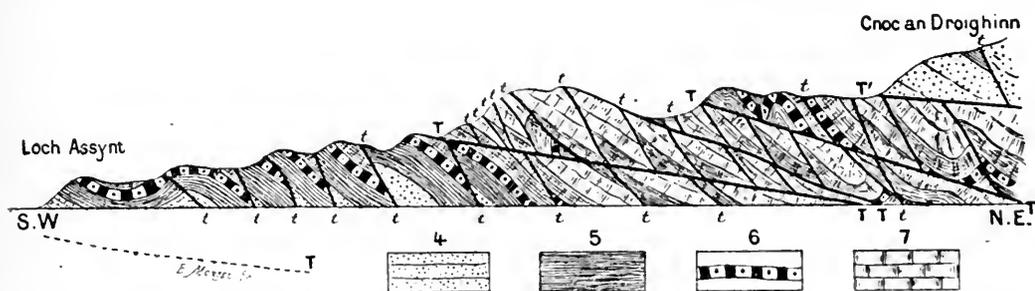


FIG. 26. — Coupe du Loch Assynt à Cnoc an Droighinn, montrant l'empilement des « Thrust Planes », d'après le *Report on the Recent Work of the Geological Survey in the North-West Highlands of Scotland* (Quarterly Journal of the Geological Society of London, XLIV, 1888, p. 420, fig. 14).

4. Quartzites supérieurs (« Pipe-rock »); 5. Couches à fucoides; 6. « Serpulit-Grit »; 7. Calcaires. T, T' = grands plans de poussée; t, t' = plans de poussée secondaires. — Échelle de 1 : 10 000 environ (hauteurs et longueurs).

sa situation, elle correspond à la grande dislocation qui, dans l'extrême Nord, sépare le plateau norvégien de la bande gneissique occidentale.

Au sud-est de la zone d'Erriboll, les Highlands d'Écosse s'étendent

[1. Voir le *Report on the Recent Work of the Geological Survey in the North-West Highlands of Scotland, based on the Field-Notes and Maps of B. N. Peach, J. Horne, W. Gunn, C. T. Clough, L. Hinxman, and H. M. Cadell, communicated by A. Geikie* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLIV, 1888, p. 378-441; résumé, *Annuaire Géol. Universel*, V, 1888 (1889), p. 729-735); *Geological Map of Scotland*, sheets 101, 107, 113, 114; M. Bertrand, *Les Montagnes de l'Écosse* (Revue générale des Sciences pures et appliq., III, p. 817-824, 15 décembre 1892; trad. *Geol. Mag.*, Dec. 3, X, 1893, p. 118-129); A. Rothpletz, *Geotektonische Probleme*, in-8°, Stuttgart, 1894, p. 85-100; H. M. Cadell, *The Scenery of Sutherland* (*Scottish Geogr. Mag.*, XI, 1895, p. 385-393, 5 pl., 2 cartes), et *The Geology and Scenery of Sutherland*, 2<sup>d</sup>. ed., in-8°, Edinburgh, 1896; A. Penck, *Geomorphologische Probleme aus Nordwest-Schottland* (*Zeitschr. Ges. f. Erdkunde*, Berlin, XXXII, 1897, p. 146-191, pl. 6). — Pour d'intéressants essais de reproduction des structures observées, voir H. M. Cadell, *Experimental Researches in Mountain Building* (Trans. Royal Soc. Edinburgh, XXV, pt. 7, 1888, p. 337-357); et Bailey Willis, *The Mechanics of Appalachian Structure* (13th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1891-92, en particulier p. 235 et pl. XCV-XCVI).]

dent jusqu'à une ligne de fracture qui, partant de la basse Clyde, coupe la partie méridionale du Loch Lomond, puis traverse tout le pays dans la direction du N.E. pour aboutir à Stonehaven, sur la côte orientale<sup>1</sup>. Ces Highlands sont nettement bornés au S.E. par la fracture en question et partagés en leur milieu par une cassure parallèle qui, du Loch Linnhe, se dirige également à travers tout le pays et se poursuit jusqu'à la rive nord du Moray Firth. La première ligne définit le bord méridional des Grampians, la seconde est la ligne du Great Glen. Cette dernière correspond à une entaille si profonde qu'elle a permis l'établissement du Canal Calédonien.

Les deux moitiés des Highlands d'Écosse sont formées principalement de couches siluriennes plissées<sup>2</sup>, et les plis s'y dirigent du N.E. au S.W., à peu près parallèlement à la zone d'Erriboll. Ce sont les plis internes de la même chaîne de montagnes. Les grandes fractures sont, par conséquent, des cassures longitudinales, épousant la direction des plis. Sur la surface érodée de cet ancien massif, sur ses pentes et dans ses dépressions, repose le « vieux grès rouge »<sup>3</sup>, ayant conservé par endroits son allure originelle, préservé en d'autres points d'une destruction totale, jusqu'à notre époque, par effondrement. On le voit, depuis le fond du Great Glen, s'avancer au N.E., border les deux rives du Moray Firth, puis s'étendre largement sur le Caithness pour passer de l'extrémité septentrionale de l'Écosse dans les îles Orcades. Il reparait dans le Sud-Est du groupe des Shetland, et c'est là que passe la bande dont Geikie croit trouver le prolongement au Sognefjord ou au Dalsfjord.

[1. Voir la coupe II jointe à la *Geological Map of Scotland* de A. Geikie, 1892; cette cassure paraît être une faille inverse (Ch. Davison, *On the Comrie Earthquake of July 12, 1895, and on the Hade of the Southern Border Fault of the Highlands*, *Geol. Mag.*, Dec. 4, III, 1896, p. 75-79).]

[2. Les terrains métamorphiques des Grampians (*Dalradian* de Sir A. Geikie) sont généralement regardés aujourd'hui comme pré-cambriens : H. Hicks, *On the « Grampian Series » (Pre-Cambrian Rocks) of the Central Highlands* (*Geol. Mag.*, Dec. 3, IX, 1892, p. 463-464); P. Macnair, *The altered Clastic Rocks of the Southern Highlands, their Structure and Succession* (*Ibid.*, Dec. 4, III, 1896, p. 167-174, 211-217); W. Gunn and J. B. Hill, *The Geology of Cowal, including the Part of Argyllshire between the Clyde and Loch Fine*, in-8°, 333 p., 10 pl., Edinburgh, 1897 (Mem. Geol. Survey of Scotland); Barrow, Cunningham-Craig, Hinxman, Kynaston, etc., dans le *Summary of Progress of the Geological Survey of the United Kingdom in 1897*, in-8°, London, 1898 (Mem. Geol. Survey), p. 46-67; D° for 1898 (1899), p. 20-53. — Sur les roches éruptives intercalées dans cette série du Loch Lomond (Inverarnan), voir J. R. Dakyns and J. J. H. Teall, *On the Plutonic Rocks of Garabal Hill and Meall Breac* (*Quart. Journ. Geol. Soc.*, XLVIII, 1892, p. 104-121, carte).]

[3. P. Macnair and J. Reid, *On the Physical Conditions under which the Old Red Sandstone of Scotland was deposited*. (*Geol. Mag.*, Dec. 4, III, 1896, p. 106-116).]

Au sud du Great Glen, les enclaves granitiques se multiplient<sup>1</sup>. On voit alors que les croupes qui vont vers l'Irlande correspondent à la direction de l'ancienne chaîne, qui se prolonge effectivement dans le Nord de l'Irlande. Enfin nous atteignons sur la Clyde la faille qui sert de limite au pays montagneux.

On donne le nom de « Central Lowlands » au territoire situé au sud de cette fracture, à peu près jusqu'à Girvan, sur le Firth of Clyde, et jusqu'à Dunbar, sur le Firth of Forth. C'est la partie la plus riche de l'Écosse : c'est là que se trouvent Édimbourg, Glasgow et les bassins houillers de l'Écosse. C'est une fosse d'affaissement (*Graben*), dont le bord méridional, représenté par des cassures multiples, n'offre pas dans le paysage la même continuité que le bord septentrional. Cette fosse est remplie par les masses affaissées du grès rouge et les divers étages du Carbonifère qui, sur de vastes étendues, au nord comme au sud, ont disparu de la surface des horsts siluriens. Le rétrécissement de l'Écosse entre le Firth of Clyde et le Firth of Forth correspond à ce voussoir affaissé (*Graben*), tandis que les horsts s'avancent dans la mer au N.E. et au S.W. Cet affaissement se traduirait encore davantage dans la configuration du pays, si des roches éruptives, en particulier des porphyres, n'accompagnaient ces terrains sédimentaires, au-dessus desquels elles font saillie, par suite de la dénudation, grâce à leur plus grande résistance<sup>2</sup>.

Considérons maintenant le bord méridional du voussoir affaissé. Au sud vient un nouveau horst silurien, rappelant à beaucoup d'égards les Highlands<sup>3</sup>. Au N.E., les montagnes de Lammermuir et les Moorfoot Hills appartiennent à la portion extérieure de ce massif. Les fractures sont nombreuses, et, à ce qu'il semble, discontinues, les mouvements d'affaissement paraissant s'être produits à diverses époques. Quelques-unes de ces failles sont certainement plus anciennes, d'autres plus récentes que l'époque carbonifère.

La fracture principale, dans le centre, est recouverte et masquée

[1. G. Barrow, *On an Intrusion of Muscovite-Biotite-Gneiss in the South-Eastern Highlands of Scotland, and its accompanying Metamorphism* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLIX, 1893, p. 330-358, pl. XV : carte, XVI) : vallée de l'Esk, Forfar.]

[2. Sur ces roches éruptives de la « fosse » centrale de l'Écosse, voir A. Geikie, *The Ancient Volcanoes of Great Britain*, in-8°, London, 1897, I, p. 294-335, Map III, et 355-477, Map IV; II, p. 53-93, Map V.]

[3. Ch. Lapworth, *The Moffat Series* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIV, 1878, p. 240-346, pl. XI-XIII); *The Girvan Succession, Part 1* (Ibid., XXXVIII, 1882, p. 537-666, pl. XXIX-XXXV); *On the Ballintrae Rocks of South Scotland and their place in the Upland Sequence* (Geol. Mag., Dec. 3, VI, 1889, p. 20-24 et 59-69, pl. III); B. N. Peach and J. Horne, *The Silurian Rocks of Britain*, vol. I, *Scotland*, in-8°, xviii-749 p., 28 pl., 1 carte, 1899 (Mem. Geol. Survey of the United Kingdom).]

au N.E. par le terrain houiller du Midlothian. Et c'est contre cette même fracture que s'enfoncé, au cœur du pays, tout le grès rouge, dont l'épaisseur atteint au moins 15 000 pieds anglais [4 500 m.]. Dans cette région, la dislocation est certainement antérieure au Carbonifère du Midlothian, qui, au S.E. de la faille, recouvre directement le Silurien; donc, avant le dépôt du Calcaire carbonifère, non seulement le grès rouge s'était affaissé, mais l'érosion avait même eu le temps de le faire complètement disparaître. Toutefois, des mouvements ultérieurs ont également affecté le Carbonifère. Et en ces points, précisément, la fracture est d'ailleurs si peu reconnaissable à la surface du sol qu'elle est croisée par plusieurs vallées fluviales : c'est ainsi que la Nith, petite rivière qui prend sa source dans le horst silurien, descend, en coupant la grande fracture, vers la région affaissée; elle se recourbe ensuite dans le Carbonifère à New Cumnock, puis retourne dans le Silurien en franchissant une seconde fois la fracture, et débouche enfin dans le Solway après avoir traversé de part en part le horst méridional<sup>1</sup>.

Ainsi, le géologue constate en plein continent des affaissements où la dénivellation peut atteindre d'un seul coup une amplitude égale à la profondeur moyenne de l'Océan Atlantique; et cependant, la faille correspondante ressort si peu dans le paysage qu'un filet d'eau comme la Nith trace ses méandres sur son emplacement.

Au nord-est, le long du Dornoch Firth et sur la côte méridionale du Moray Firth, se montrent de petits affleurements de terrains mésozoïques, en particulier de couches jurassiques, plaqués contre les roches anciennes des Highlands, dont les séparent des failles. Judd les a décrits en détail<sup>2</sup>. Au nombre de ces lambeaux effondrés, on doit signaler le bassin houiller jurassique de Brora, sur la côte du Sutherland. Les cassures suivant lesquelles l'affaissement s'est produit coïncident avec le tracé des rivages et sont presque parallèles au Great Glen. De même, à l'endroit où l'alignement du Canal Calédonien atteint la mer, sur la côte septentrionale du Moray Firth, quelques lambeaux mésozoïques affaissés se montrent en contre-bas de la fracture. D'autres lambeaux occupent le bord sud-est du même golfe. Dans les Highlands, on rencontre dans les anciens dépôts glaciaires de nombreux fragments de roches mésozoïques, et du côté de l'ouest, notamment dans l'île

1. B. N. Peach, *Memoirs of the Geological Survey of Scotland; Explanation of Sheet 15*, in-8°, Edinburgh, 1871, p. 7 et 37.

2. J. W. Judd, *The Secondary Rocks of Scotland*, I (Quart. Journ. Geol. Soc., XXIX, 1873, p. 113 et suiv., pl. VII); voir le t. I du présent ouvr.. p. 267.

de Skye, ces couches, protégées contre la dénudation par les nappes basaltiques, forment encore aujourd'hui des lambeaux plus étendus. Judd en conclut avec raison qu'elles ont dû recouvrir jadis la plus grande partie des Highlands et que de grands affaissements sont également survenus après les temps secondaires.

Ces lambeaux mésozoïques affaissés ajoutent encore à la ressemblance avec les horsts du Rhin, mais il reste à remarquer que les fractures d'affaissement, en Écosse, sont toutes longitudinales, c'est-à-dire parallèles aux anciens plissements, tandis que dans les Vosges et dans la Forêt-Noire, la direction des plis est coupée obliquement par les failles de la vallée du Rhin<sup>1</sup>.

On doit donc considérer les Shetland et les Orcades, les Highlands d'Écosse avec la fosse des « Lowlands » et le horst du Sud comme le prolongement de la chaîne plissée de la Norvège. La mer qui sépare l'Écosse de la péninsule scandinave recouvre, comme le montrent les profondes fractures de la côte écossaise, une portion affaissée de cette chaîne. Cette chaîne pré-dévonienne, qui vient de Norvège et qui constitue toute l'Écosse, y compris le bord externe, correspondant à la zone des chevauchements d'Erriboll, sera désignée sous le nom de *chaîne calédonienne*.

On a vu qu'en Scanie un grand nombre de failles n'ont certainement joué qu'après l'époque crétacée. En Écosse, on observe des traces d'affaissements très anciens et aussi d'affaissements post-crétacés, probablement même post-tertiaires; Judd croyait même que la séparation de la Scandinavie d'avec l'Écosse ne s'était effectuée qu'à une époque très rapprochée, après l'apparition de l'homme. On peut citer, à l'appui de cette opinion, un fait singulier: Peach et Horne ont constaté que les îles Shetland ont été complètement polies par les glaces; les stries traversent l'archipel en affectant d'abord la direction du nord-est, puis elles s'infléchissent au nord-ouest en atteignant son axe, et elles aboutissent ainsi à la mer, après avoir franchi tout le groupe d'un bord à l'autre. Un manteau continu de glace, venant de la Scandinavie, a donc recouvert ces îles en se déplaçant transversalement à leur direction<sup>2</sup>.

1. C'est ainsi que Lepsius explique les affaissements de Saverne et du Kraichgau; R. Lepsius, *Die oberrheinische Tiefebene und ihre Randgebirge* (Forschungen z. deutschen Landes- und Volkskunde, herausgeg. v. R. Lehmann, I, 2. Heft, 1885, p. 70). La manière dont les lignes de fracture viennent aboutir à la côte, le long du Dornoch Firth et du Moray Firth, correspond à la disposition des cassures sur le bord occidental du massif de la Bohême, du côté de la Bavière.

2. B. N. Peach and J. Horne, *The Glaciation of the Shetland Isles* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXV, 1879, p. 778-811, carte géol., pl. XXXIX). Ces auteurs admettent que la mer, entre la Scandinavie et les Shetland, a été complètement délogée par la masse de glace.

La chaîne calédonienne se poursuit dans une grande partie de l'Irlande et du Pays de Galles.

L'Irlande renferme des reliefs de structure très [variée<sup>1</sup>. Au nord s'élèvent les croupes du Donegal, formant les prolongements évidents des montagnes d'Écosse, et ayant la même direction. Elles reparaissent dans le Mayo et au nord de la baie de Galway. De même, au sud-est de l'île, les terrains anciens reviennent au jour avec la même direction S.S.W. (fig. 27); ils s'étendent sur les comtés de Wicklow, Carlow et Wexford<sup>2</sup>, et leur plissement est antérieur au dépôt du vieux grès rouge. Ces fragments de la chaîne calédonienne pré-dévonienne sont reliés les uns aux autres par une large plate-forme de Calcaire carbonifère à peu près horizontal, d'où l'érosion a fait presque complètement disparaître la série houillère productive, et qui est si basse que, de l'est à l'ouest, entre Dublin et Galway, c'est à peine si le sol atteint l'altitude de 80 mètres.

Mais au sud de l'île apparaît une autre chaîne. Elle est plus récente; le vieux grès rouge et le Calcaire carbonifère y sont disposés en longs plis, dirigés de l'ouest à l'est et subissant vers l'extrémité sud-ouest de l'île une inflexion vers l'W.S.W. Les divers anticlinaux s'avancent en éperons dans l'Océan Atlantique, tandis que les synclinaux forment des baies profondes, ces synclinaux submergés portant successivement les noms de Dingle Bay, Kenmare Bay, Bantry Bay, Dunmanus Bay et Crook Bay, de sorte que le contour de la côte sud-occidentale de l'Irlande est entièrement déterminé par les plissements du terrain.

Dans la presqu'île comprise entre la baie de Dingle et celle de Kenmare, un anticlinal de vieux grès rouge porte dans les Macgilllicuddy's Reeks le point culminant de l'Irlande (1 040 m.); sur les bords du lac de Killarney, cet anticlinal est complètement renversé vers le nord, de sorte que le Calcaire carbonifère, en bancs horizontaux dans le Centre de l'Irlande, plonge ici, avec une inclinaison sud, sous le vieux grès rouge, en même temps que les couches du Culm, pincées au fond du même pli.

Ces plissements et ces renversements du Sud de l'Irlande vont aussi se perdre dans la mer, à l'est, sur la côte orientale de Cork et

[1. Sur la géologie de l'Irlande, voir ci-dessus, p. 115-116, note 1, et A. Mc Henry and W. W. Watts, *Guide to the Collections of Rocks and Fossils belonging to the Geological Survey of Ireland*, in-8°, Dublin, 1895; G. A. J. Cole, *County Dublin, past and present* (The Irish Naturalist, I, 1892, p. 9, 31, 53 et 73); W. J. Sollas, *The Geology of Dublin and its Neighbourhood* (Proc. Geologists' Assoc., XIII, 1893-94, p. 90-122, carte).]

[2. Ed. Hull, *Explanatory Memoir to accompany Sheets 138 & 139 of the Map of the Geological Survey of Ireland*, in-8°, Dublin, 1888.]

dans le comté de Waterford. Ils ne représentent qu'une partie d'une

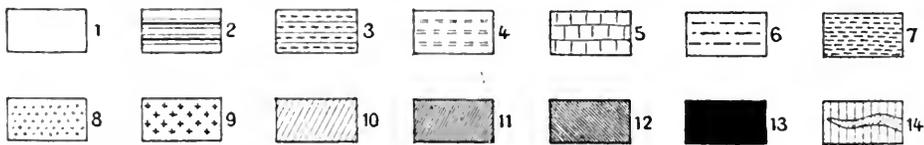
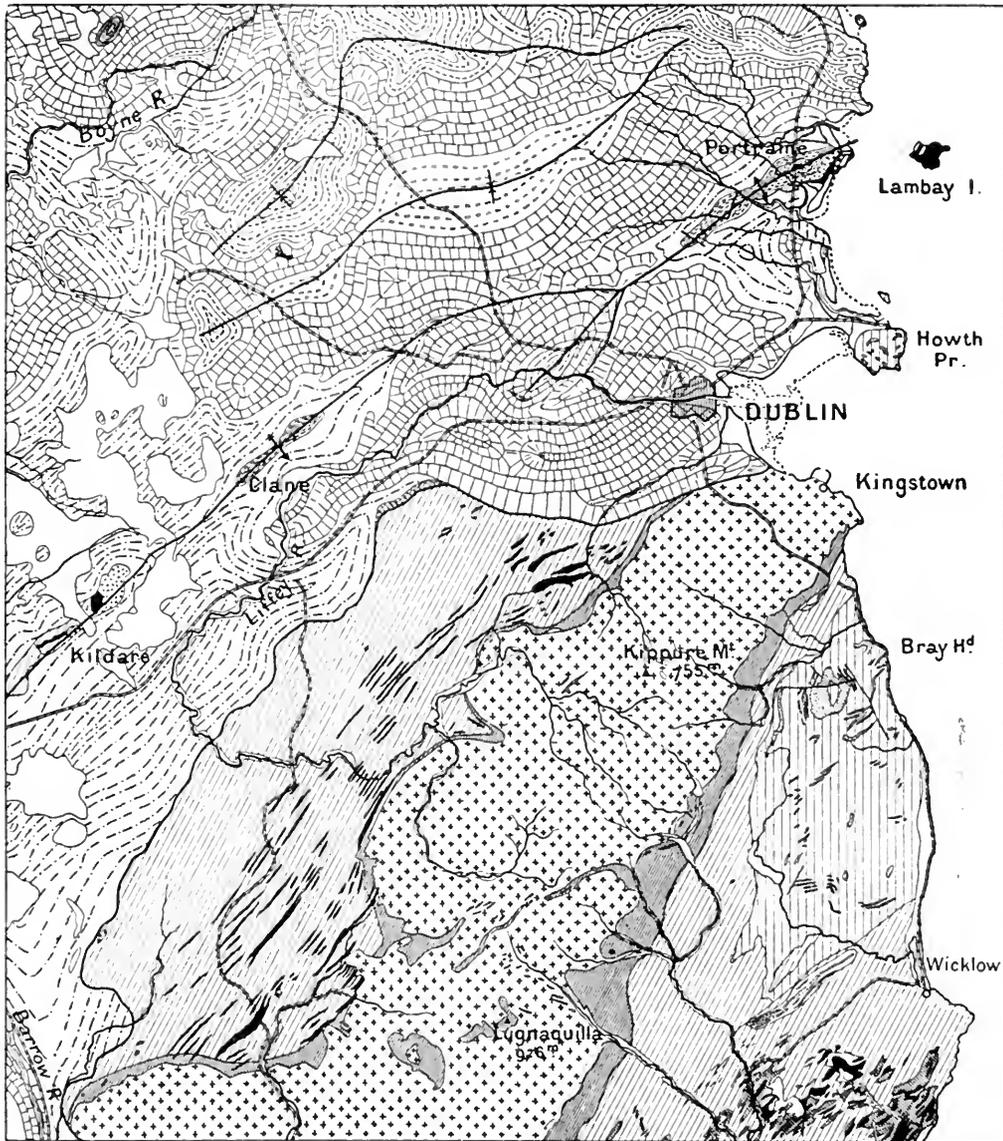


Fig. 27. — Carte géologique des environs de Dublin, d'après W. J. Sollas (*Proceedings of the Geologists' Association*, XIII, 1893-94, p. 421, pl. IV).

1. Alluvions et Tourbe; 2. Terrain houiller; 3. Millstone Grit; 4, 5, 6. Calcaire carbonifère supérieur, moyen et inférieur; 7. Schistes calcaires inférieurs; 8. Vieux grès rouge; 9. Granite; 10. Ordovicien; 11. D<sup>e</sup> métamorphisé par le Granite; 12. Tufs et coulées acides; 13. Tufs et coulées basiques; 14. Cambrien. — Échelle de 10 milles au pouce = 1 : 633 600.

grande chaîne arquée qui se continue ensuite, dans la direction de l'est, jusqu'en Angleterre, puis, plus loin encore, vers la Belgique<sup>1</sup>.

1. Hull, *Physical Geology and Geography of Ireland*, p. 138. Kinahan donne (Geol.

Ce grand arc, dont la direction E.-W. contraste d'une manière si tranchée, particulièrement dans le Sud-Est de l'Irlande, dans les comtés de Kilkenny et de Carlow, avec celle des plis calédoniens antérieurs, orientés S.S.W., et dont nous rencontrons ici pour la première fois la bordure septentrionale, sera désigné sous le nom d'*arc armoricain*.

Revenons maintenant à l'autre rive du canal de Saint-Georges.

Moore a montré comment, dans le Wigtonshire, sur la côte sud-occidentale de l'Écosse, depuis le phare de Corsewall jusqu'au Mull of Galloway, les chaînons montagneux, disposés en plis fortement redressés, arrivent à la mer. Dans la partie septentrionale de cette côte, la plupart des plis sont renversés vers le N.W., mais dans la partie méridionale ils sont renversés vers le S.E., de manière à former un éventail<sup>1</sup>.

De même, les bandes gneissiques d'Anglesey se dirigent vers le S.W. à travers l'île, et elles se prolongent sur la côte méridionale du golfe de Carnarvon dans la presqu'île de Llyn, qui affecte tout à fait la direction calédonienne. Ces parties du Nord du Pays de Galles appartiennent toutefois, d'après leur direction, à une portion du domaine calédonien située plus à l'est que les chaînes de hauteurs précédemment signalées en Irlande; il est vrai qu'à ces collines de Carlow et de Wexford succède, dans le promontoire extrême de l'Irlande au sud-est, à Carnsore Point, au sud de la baie de Wexford, un autre petit affleurement de roches anciennes.

Les plis du Nord du Pays de Galles sont, comme ceux de Carlow et de Wexford, antérieurs au vieux grès rouge. A partir de la côte nord d'Anglesey, le Calcaire carbonifère s'applique en décrivant une grande courbe contre le bord de la région plissée, de sorte que dans l'Est du Pays de Galles, il repose sur les divers étages du terrain silurien; une bande discontinue de vieux grès rouge l'accompagne jusque dans le Sud, dans les comtés d'Hereford et de Brecknock, où le vieux grès rouge s'étale largement<sup>2</sup>.

Nous arrivons ainsi au Sud du Pays de Galles, où l'on peut

Mag., Dec. 2, VI, 1879, p. 331) une coupe passant sur les baies de Dingle, de Kenmare et de Bantry, avec une grande faille dans le premier de ces golfes et des synclinaux dans les suivants.

1. J. C. Moore, *On the Silurian Rocks of Wigtownshire* (Quart. Journ. Geol. Soc., XII, 1856, p. 359-366).

2. A. C. Ramsay, *The Geology of North Wales* (Mem. Geol. Survey of Gr. Britain, III, 1866, p. 13 [2<sup>d</sup>ed., 1881]); voir aussi H. Hicks, *La Géologie du Nord du Pays de Galles* (Congrès Géol. International, Compte Rendu de la 4<sup>e</sup> Session, Londres, 1888 (1891), p. 267-301, carte géol., bibliographie); J. F. Blake, *A general sketch of the Geology of Carnarvonshire and Anglesey* (Proc. Geologists' Assoc., XII, 1891-92, p. 359-378,

étudier, grâce à une érosion profonde, la rencontre des chaînons calédoniens d'âge pré-dévonien, orientés S.S.W. ou S.W., et des plis armoricains plus récents, post-carbonifères, dont la direction est E. ou E.S.E. En décrivant cette région, je m'appuierai surtout sur l'exposé donné par De la Beche dès 1846 ; je ne puis mentionner ce travail sans exprimer ma profonde gratitude envers son auteur, mort depuis longtemps, car il a autrefois exercé une influence décisive sur mes propres idées concernant la structure des grandes chaînes de montagnes. Bien que ce mémoire soit publié depuis plus de quarante ans, on y trouve déjà exprimées, cependant, sur la formation des chaînes de montagnes par pression latérale et sur le véritable rôle des massifs granitiques, les idées qui commencent à être universellement admises aujourd'hui<sup>1</sup>.

La limite des régions calédonienne et armoricaine est assez facile à reconnaître sur les cartes géologiques, car le bord septentrional des plis armoricains coïncide avec le bord méridional des bassins houillers. Cette limite, venant de Waterford, atteint la St. Brides Bay (Pembrokeshire) avec une direction W.-E., légèrement déviée vers l'E.S.E., puis elle coupe la partie intérieure de la baie de Caermarthen, traverse également la baie de Swansea, passe aux environs de Cardiff, sur l'estuaire de la Severn et, de l'autre côté du fleuve, va rejoindre le bord septentrional des Mendip Hills. Il n'y a donc que les parties les plus avancées vers le sud des trois promontoires faisant saillie dans le canal de Bristol qui appartiennent aux plis armoricains. Au nord de cette limite, les bassins houillers très productifs de la St. Brides Bay s'étendent sous la forme d'une zone étroite et fortement comprimée jusqu'à la baie de Caermarthen, qu'ils traversent également et au delà de laquelle ils

carte); et *On the Rocks mapped as Cambrian in Carnarvonshire* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLVIII, 1892, p. 243-262, pl. VI : carte); Ed. Greenly, *The Geology of the Eastern Corner of Anglesey* (Ibid., LII, 1896, p. 618-632); A. Harker, *The Bala Volcanic Series of Carnarvonshire and associated Rocks*, Sedgwick Prize Essay for 1888, in-8°, 130 p., Cambridge, 1889; A. Geikie, *The Ancient Volcanoes of Great Britain*, in-8°, London, 1897, en particulier I, p. 139-227, Map II; H. Hicks, *The Effects produced by Earth-Movements on Pre-Cambrian and Lower Palæozoic Rocks in some Sections in Wales and Shropshire* (Geol. Mag., Dec. 3, III, 1890, p. 558-560). — Sur la structure très complexe de la région étudiée à l'origine par Murchison, voir C. Lapworth and W. W. Watts, *The Geology of South Shropshire* (Proc. Geologists' Assoc., XIII, 1894, p. 297-355, pl. VIII-IX, cartes, bibliographie). Voir aussi la *Geological Map of England and Wales* à 1 : 253.440 (*Index-Map*), publiée par le *Geological Survey*, 1896, feuilles 7, 8, 10 et 11; et la *Geological Map of England and Wales* de J. Bartholomew et A. Geikie à 1 : 633 600, avec *Explanatory Notes*, Edinburgh, 1897.]

1. Sir Henry T. De la Beche, *On the Formation of the Rocks of South Wales and South Western England* (Mem. Geol. Survey of Gr. Britain, I, 1846, p. 1-296; en particulier p. 221-239); voir *Die Entstehung der Alpen*, p. 16.

acquièrent une largeur de plus en plus grande, en s'étalant dans les comtés de Glamorgan et de Monmouth pour constituer le grand bassin houiller du Sud du Pays de Galles. Cet élargissement correspond à l'inflexion progressive de la chaîne septentrionale, qui est le prolongement des chaînons calédoniens du Nord du Pays de Galles et que nous allons considérer maintenant plus en détail.

Dans le Nord du Pays de Galles, nous avons déjà reconnu, dans l'île d'Anglesey et dans la presqu'île de Lleyn, la direction typique de la chaîne calédonienne, et nous avons vu que les plissements correspondants sont antérieurs au vieux grès rouge. Ils se prolongent dans le comté de Merioneth et s'orientent parfois du N. au S., mais, dans le Cardigan, ils éprouvent une déviation vers le S.W. qui devient de plus en plus marquée à mesure qu'on s'avance vers le Sud; au delà de la ville de Cardigan, du côté de Fishguard<sup>1</sup>, ils se recourbent complètement, de manière à prendre la direction E.-W. qui caractérise la région armoricaine; là, les couches sont fort disloquées, tant dans le sens horizontal que dans le sens vertical. « Dans le Nord du Pembrokeshire, dit De la Beche, nous aurions affaire aux formes compliquées résultant d'une torsion des terrains suivant une nouvelle direction, superposée à une direction plus ancienne<sup>2</sup>. »

St. Davids, le promontoire qui limite au nord la St. Brides Bay, est formé, d'après A. Geikie, par un anticlinal de roches cambriennes, dirigé N.E.-S.W., coupant par conséquent la presqu'île obliquement, et renversé vers le S.E.<sup>3</sup>. Cette direction, si différente de celle des plis armoricains, est très frappante et ressort avec une parfaite netteté. Dans l'intérieur du pays, d'ailleurs, le flanc sud-est, renversé, redevient vertical, mais vers le fond de la St. Brides Bay, du côté de la zone houillère, qui est fortement comprimée, il existe dans le terrain cambrien de grandes fractures et

[1. F. R. Cowper Reed, *The Geology of the Country around Fishguard, Pembrokeshire* (Quart. Journ. Geol. Soc., LI, 1895, p. 149-195, pl. V, VI); voir aussi Miss M. C. Crofield and Miss. E. G. Skcat, *On the Geology of the Neighbourhood of Carmarthen* (Ibid., LII, 1896, p. 533-541, pl. XXV, XXVI).]

2. De La Beche, p. 223 : « A twist of rocks in a new direction over an older one. »

3. A. Geikie, *On the Supposed Pre-Cambrian Rocks of St. David's* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIX, 1883, p. 261-333, pl. VIII-X; voir la coupe, fig. 1, p. 268); au milieu du flanc renversé surgirait du granite. Au contraire Hicks, *On the Pre-Cambrian Rocks of Pembrokeshire* (Ibid., XL, 1884, p. 507-569, carte, pl. XXIV), affirme la présence de roches archéennes. [Voir aussi A. Bigot, *L'Archéen et le Cambrien dans le Nord du Massif breton et leurs équivalents dans le Pays de Galles* (Mém. Soc. Sc. Nat. et Mathém. de Cherbourg, XXVII, 1890, p. 139 et suiv.); C. Lloyd Morgan, *On the Peibidian Volcanic Series of St. Davids* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLVI, 1890, p. 241-269, carte).]

des accidents importants <sup>1</sup>, et ce n'est que plus à l'est, là où le bassin houiller du Glamorganshire s'élargit, qu'on voit la direction calédonienne passer franchement à la direction armoricaine. On trouve dans le grand bassin houiller, d'après De la Beche, trois anticlinaux orientés S.W.-N.E. qui, vers le sud, viennent se raccorder à d'autres anticlinaux dirigés E.-W. Il y aurait là un rebroussement analogue à celui que nous avons reconnu entre les anticlinaux des avant-monts de l'Himalaya et de l'Hindou-Kouch, sur le Jhelam. Toutefois, les autres particularités de la structure du pays, notamment en Irlande, nous apprennent qu'il ne s'agit pas ici d'un raccord entre deux faisceaux divergents (*Schaarung*), comme sur le Jhelam, mais de la superposition d'un arc relativement récent à un système de plis plus anciens, rappelant bien plutôt la rencontre des Carpathes et des Sudètes en Silésie et dans le Nord de la Moravie.

Sans nous occuper des détails de la structure du sol dans les comtés de Hereford et de Gloucester, nous nous dirigerons vers le sud.

**7. La chaîne armoricaine.** — On a vu que dans le Sud de l'Irlande, les dépôts dévoniens et carbonifères étaient affectés de grands plis, dirigés vers l'W.S.W. dans le Sud-Ouest du comté de Cork, mais E.-W. partout ailleurs dans les comtés de Cork, de Kerry et de Waterford; ces plis sont parfois renversés vers le N., et ils réapparaissent à l'est dans le Sud du Pays de Galles. Là, nous avons suivi leur limite septentrionale depuis le fond de la St. Brides Bay, en longeant le bord sud des grands bassins houillers, à travers les baies de Caermarthen et de Swansea, jusqu'aux environs de Cardiff, sur le cours inférieur de la Severn. Cette ligne est caractérisée à Tenby, sur la baie de Caermarthen, par le renversement des couches de houille, et le territoire situé au sud, formant les trois péninsules de la rive nord du canal de Bristol, est constitué, comme les plis d'Irlande, par des anticlinaux et des synclinaux de vieux grès rouge et de Calcaire carbonifère. — quand ces terrains ne sont pas masqués par des lambeaux des couches plus récentes qui commencent à se montrer dans cette région et qui les recouvrent en discordance. Cette série transgressive commence avec les dépôts permien et comprend plus à l'est tout l'ensemble des terrains mésozoïques.

La direction de la limite septentrionale du système armoricain

1. J. E. Marr and T. Roberts, *The lower Palæozoic Rocks of the Neighbourhood of Haverfordwest* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLI, 1885, p. 476-491, pl. XV).

et celle de ces plis eux-mêmes est ici E. un peu S., et le prolongement des bandes de Calcaire carbonifère à travers le canal de Bristol est jalonné par des îles rocheuses, telles que l'îlot de Steep Holmes, par exemple. Ce rocher fait partie d'un pli renversé vers le nord, comme Buckland et Conybeare l'ont reconnu dès 1824. Ces sagaces observateurs ont en outre remarqué que l'île de Flat Holmes, située un peu au nord de Steep Holmes et formée également de Calcaire carbonifère, était un anticlinal aplati s'orientant au N.E., vers la presqu'île de Brean Down, que nous ne pouvons plus, par conséquent, rapporter au système des plis armoricains<sup>1</sup>.

Steep Holmes conduit ainsi, au nord de la baie de Bridgewater, au long anticlinal des Mendips qui, depuis le bord de la mer jusqu'aux environs de Frome, forme la plus septentrionale des voûtes armoricaines. Elle se compose de Calcaire carbonifère, sous lequel le vieux grès rouge dévonien affleure dans quatre localités, grâce à la dénudation. Du côté de l'est, l'anticlinal se transforme peu à peu en un pli renversé vers le nord; les couches de houille qui le flanquent au nord sont plissées en Z et plongent vers le sud sous la voûte de Calcaire carbonifère. Les relations stratigraphiques y sont tellement semblables à celles des assises houillères de Belgique, également renversées par l'effet d'une poussée venant du sud, que dès l'année 1824, Buckland et Conybeare, s'appuyant sur les descriptions données par d'Omalius d'Halloy, comparaient la partie orientale des Mendips aux environs de Namur et de Liège<sup>2</sup>.

A Frome, le Calcaire carbonifère disparaît sous la Craie, mais,

1. W. Buckland and W. D. Conybeare, *Observations on the South-Western Coal District of England* (Trans. Geol. Soc., 2<sup>d</sup> Ser., II, 1824, p. 214-232); figure de la stratification renversée à Steep Holmes, p. 233. Le mode particulier de rencontre des chaînes montagneuses, la direction rectiligne N.E.-S.W. des accidents dans le Nord du Pays de Galles et la déviation vers le S.W. que subit la chaîne silurienne à l'approche de la St. Brides Bay sont visibles sur la carte de Ramsay, jointe à son mémoire : *Geology of North Wales* (Mem. Geol. Survey, III, 1866). L'esquisse schématique publiée par Larivière dans ses *Notes d'un Voyage aux ardoisières du Pays de Galles* (Annales des Mines, 8<sup>e</sup> sér., VI, 1884, pl. XIII, fig. 1) montre comment, dans le Nord du Pays de Galles, la direction S.W., après avoir passé à la direction S.S.W., tend à se rapprocher davantage encore de celle du méridien.

2. Mém. cité, p. 220; pour les Mendips, voir surtout. C. Moore, *On Abnormal Conditions of Secondary Deposits when connected with the Somersetshire and South Wales Coal-Basin* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXIII, 1867, p. 449-568, particulièrement p. 451 et suiv.); H. B. Woodward, *Geology of East Somerset and the Bristol Coalfields* (Mem. Geol. Survey, England and Wales, 1876, p. 22, 190 et suiv.); [Geologists' Association, *Excursion to the Mendip Hills* (Proc. Geol. Assoc., XI, 1889-90, p. CLXXI-CCXVI).] Les essais faits pour expliquer le renversement des couches houillères d'une autre façon que celle que j'adopte ici n'ont conduit qu'à des hypothèses beaucoup plus compliquées; voir H. B. Woodward, *Remarks upon Inversions of Carboniferous Strata in Somersetshire* (Geol. Mag., VIII, 1871, p. 149-154).

comme on le verra tout à l'heure, l'anticlinal des Mendips se prolonge vers l'est, sous la forme d'un bombement dont l'âge est beaucoup plus récent. Au sud des Mendips, dans le fond de la baie de Bridgewater, vient un pays plat, parsemé de lambeaux mésozoïques, mais bientôt surgit au S.W. la région dévonienne si étendue qui forme l'Ouest du Somerset, le Devonshire et la Cornouaille<sup>1</sup>.

Cette grande presqu'île appartient tout entière au faisceau des plis armoricains, et la direction des couches dévoniennes et carbonifères qui la constituent en grande partie correspond absolument à celle des Mendips, notamment dans les bandes septentrionales. Elle comprend, au nord, une bande de terrain dévonien, qui va de Bridgewater et des Quantock Hills vers Lundy Island, et dans laquelle la moitié nord de cette île présente un pointement granitique plus récent<sup>2</sup>; puis une large zone médiane, où les couches du Culm acquièrent un développement considérable<sup>3</sup>; enfin une zone dévonienne méridionale, qui comprend la plus grande partie de la côte sud et la moitié sud de la côte atlantique de la presqu'île<sup>4</sup>. Cette zone dévonienne méridionale est caractérisée par une série de grands massifs granitiques post-carbonifères. Le plus oriental et le plus étendu de ces massifs forme la Dartmoor Forest, au S.W. d'Exeter<sup>5</sup>; il y en a un second au N. de Liskeard, un troi-

[1. W. H. Hudleston, *The Geology of Devon, Facts and Inferences* (Geol. Mag., Dec. 3, VI, 1889, p. 500-514, 558-566); E. Kayser, *Ueber das Devon in Devonshire und im Boulonnais* (Neues Jahrb. f. Min., 1889, I, p. 179-191).]

[2. J. E. Marr, *On some Effects of Pressure on the Devonian Sedimentary Rocks of North Devon* (Geol. Mag., Dec. 3, V, 1888, p. 218-221); H. Hicks, *Some Examples of Folds and Faults in the Devonian Rocks at and near Ilfracombe, North Devon* (Ibid., X, 1893, p. 3-9); F. Chapman, *On Oolitic and other Limestones with Sheared Structure from Ilfracombe* (Ibid., X, 1893, p. 100-104, pl. V); Ch. Davison, *On the Exmoor Earthquake, and on its relation to the Northern Boundary Fault of the Morte Slate* (Ibid., Dec. 4, III, 1896, p. 553-556); H. Hicks, *On the Morte Slates, and associated Beds, in North Devon and West Somerset* (Quart. Journ. Geol. Soc., LII, 1896, p. 254-272; LIII, 1897, p. 438-462, pl. XXXI-XXXV); J. W. Gregory, H. Hicks, *The Age of the Morte Slate Fossils* (Geol. Mag., Dec. 4, IV, 1897, p. 59, 105).]

[3. C. A. Mc Mahon, *Notes on the Culm-Measures at Bude, North Cornwall* (Geol. Mag., Dec. 3, VII, 1890, p. 106-117, 222-226); G. J. Hinde and Howard Fox, *On a well-marked Horizon of Radiolarian Rocks in the Lower Culm Measures of Devon, Cornwall, and West Somerset* (Quart. Journ. Geol. Soc., LI, 1895, p. 609-668, pl. XXIII (carte) -XXVIII).]

[4. W. A. E. Ussher, *On the Devonian Rocks of South Devon* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLVI, 1890, p. 487-517).]

[5. R. N. Worth, *The Elvans and Volcanic Rocks of Dartmoor* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLV, 1889, p. 398-402); C. A. Mc Mahon, *Notes on Dartmoor* (Ibid., XLIX, 1893, p. 385-397; L, 1894, p. 338-366); A. R. Hunt, *Four Theories on the Age and Origin of the Dartmoor Granites* (Geol. Mag., Dec. 4, I, 1894, p. 97-108); A. Somervail, *On the Age and Origin of the Granite of Dartmoor, and its Relations to the adjoining Strata* (Ibid., V, 1898, p. 509-513).]

sième au N. de St. Austell, un quatrième à l'W. de Falmouth; le principal des massifs suivants forme la partie extrême de la péninsule jusqu'au Lands End, et les îles Scilly représentent les sommets d'un autre massif granitique, qui est recouvert par la mer <sup>1</sup>.

Les massifs granitiques ne sont pas sans avoir déterminé dans l'allure des couches des perturbations locales considérables, cependant la disposition de l'ensemble de la chaîne suit fidèlement la courbe des plis armoricains. A l'ouest de Liskeard, jusqu'aux îles Scilly, la traînée de ces culots granitiques s'infléchit vers le S.W., plus qu'on ne s'y attendrait d'après la direction des plis sur le canal de Bristol, et on a cru pour cette raison qu'ils étaient sans rapports avec la direction générale du système. Mais cette légère déviation vers le S.W. correspond à une déviation semblable des plis dans le comté de Cork, par exemple à la Bantry Bay, et elle nous apprend que le sommet de l'arc armoricain doit être situé entre l'Irlande et le Pays de Galles ou dans le Pembrokeshire. D'ailleurs, nous verrons bientôt que les deux massifs granitiques Harz, absolument analogues à ceux de la Cornouaille, ne s'alignent nullement dans une direction parallèle à celle des couches. De la Beche supposait que ces massifs sont continus en profondeur, et il reconnut avec une étonnante sagacité, dès 1846, que ce n'était pas l'éruption de ces noyaux granitiques, mais une force beaucoup plus générale, ayant produit les plis, qui avait soulevé la chaîne <sup>2</sup>.

Au sud de la série des massifs granitiques, sur le bord sud de la zone dévonienne méridionale, affleurent en deux régions limitées de la côte, au cap Lizard à l'ouest et à Prawle Point (au S. de Dartmouth) à l'est, des roches archéennes, formant le substratum de la chaîne dévonienne, qui toutefois renferme aussi, du côté du sud, des dépôts siluriens. Dans la première localité, aux environs du cap Lizard, on observe des schistes amphiboliques et de la ser-

1. A. Sedgwick and R. I. Murchison, *On the Physical Structure of Devonshire* (Trans. Geol. Soc., 2<sup>d</sup> Ser., V, 1840, p. 633-703, pl. L-LVIII, carte). La zone dévonienne du Nord, qui forme la côte méridionale du canal de Bristol, se compose de couches régulièrement inclinées vers le S., qui plongent sous le Culm du synclinal; mais, immédiatement en avant du bord oriental du horst, elles subissent, évidemment par suite d'une avancée locale de la chaîne, une flexion sigmoïde vers le N.; c'est en avant de ce bord oriental que sont situées, formant un tronçon presque indépendant, les Quantock Hills, dans lesquelles se prolonge le coude. Mais le retour à la direction normale des Mendips s'effectue en profondeur et n'est pas visible. Ces faits ressortent très nettement sur la petite carte d'Etheridge (Quart. Journ. Geol. Soc., XXIII, 1877, p. 580).

[2. Sur les massifs granitiques du Cornwall et leurs relations avec les plis armoricains, voir W. A. E. Ussher, *The British Culm Measures*, pt. 2 (Proc. Somerset Archæol. and Nat. Hist. Soc., XXXVIII, 1892, p. 181-219, 2 cartes); *Devon and Cornish Granites* (Geol. Mag., Dec. 3, IX, 1892, p. 467-468).]

pentine<sup>1</sup>; autour de Prawle Point, ce sont des schistes chloriteux et des micaschistes<sup>2</sup>. Au cap Lizard, la direction des plis est S.W.-N.E. et correspond à celle du Sud-Ouest de l'Irlande et à la traînée des massifs granitiques; à Prawle Point, elle est à peu près E.-W. Entre ces deux points émergent des écueils, dont l'un porte le phare d'Eddystone. Ces écueils sont en gneiss.

Cherchons maintenant à embrasser dans une vue d'ensemble le tronçon montagneux du Sud-Ouest de l'Angleterre. Au sud, le gneiss d'Eddystone représente le soubassement le plus ancien. Les schistes amphiboliques du cap Lizard lui succèdent à l'ouest, de même que les schistes chloriteux et les micaschistes de Prawle Point à l'est, comme les fragments d'un ancien manteau de schistes. Puis nous arrivons à la grande zone dévonienne méridionale, avec bandes siluriennes subordonnées, qui renferme la longue traînée des massifs granitiques, depuis les îles Scilly jusqu'à Dartmoor; plus au nord vient la large zone du Culm, puis la zone dévonienne septentrionale jusqu'au canal de Bristol. Tous ces dépôts, très épais, sont disposés en étroits plis parallèles, fréquemment renversés vers le nord, surtout dans la partie septentrionale. Enfin vient, encore plus au nord, l'anticlinal des Mendips, sous lequel plongent vers le sud les couches houillères renversées, et le prolongement occidental des Mendips jusqu'à la St. Brides Bay.

Cette disposition évoque l'image d'une grande chaîne de montagnes, plissée sous l'influence d'une force agissant du sud au nord. Bonney dit très justement que ce large faisceau de plis ne le cède guère en importance à la chaîne actuelle des Alpes, et il compare le gneiss d'Eddystone à celui des noyaux gneissiques alpins<sup>3</sup>. Ce

[1. Howard Fox, *On the Gneissic Rocks of the Lizard, with notes on the Specimens by J. J. H. Teall* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLIV, 1888, p. 309-317, carte); C. A. Mc Mahon, *Notes on the Hornblende-Schists and Banded Crystalline Rocks of the Lizard* (Ibid., XLV, 1889, p. 519-544); A. Somervail (Geol. Mag., Dec. 3, VI, 1889, p. 425; VII, 1890, p. 161, 505; IX, 1892, p. 364, 565); T. G. Bonney and C. A. Mc Mahon, *Results of an Examination of the Crystalline Rocks of the Lizard District* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLVII, 1891, p. 465-499, pl. XVI); Howard Fox, *Notes on some Coast Sections at the Lizard* (Ibid., XLIX, 1893, p. 199-210); T. G. Bonney, *The Serpentine, Gneissoid, and Hornblende Rocks of the Lizard District* (Ibid., LII, 1896, p. 17-51, pl. I).]

[2. Pour quelques auteurs, ces roches seraient le produit d'un métamorphisme du terrain dévonien; voir Miss. C. A. Raisin, *Devonian Greenstones and Chlorite Schists of South Devon* (Geol. Mag., Dec. 3, VI, 1889, p. 265-269); W. A. E. Ussher, *Vulcanicity in Lower Devonian Rocks. The Prawle Problem* (Ibid., VIII, 1891, p. 511-512); A. R. Hunt, *On certain affinities between the Devonian Rocks of South Devon and the Metamorphic Schists* (Ibid., IX, 1892, p. 247, 289, 341, pl. VI, VIII); et *The Devonian Volcanic Rocks of Start Bay* (Ibid., Dec. 4, I, 1894, p. 286-287).]

3. T. G. Bonney, *On the Geology of the South Devon Coast from Torcross to Hope Cove* (Quart. Journ. Geol. Soc., XI, 1884, p. 1-26, pl. 1; en particulier p. 24, 25).

sont les ruines d'un puissant massif de hautes montagnes; le cap Lizard et Prawle Point, derniers débris de la zone schisteuse, sont restés en saillie comme le cap Matifou et la presqu'île de Bouzarea, de part et d'autre de la baie d'Alger (I, p. 289).

Bonney suppose que les terrains anciens qui occupent les parties adjacentes du Nord de la France représentent le prolongement des racines de cette grande région montagneuse d'autrefois; franchissons donc la Manche pour les examiner.

Le Nord-Ouest de la France est formé de roches archéennes et paléozoïques, qui constituent le sol de la Bretagne et s'étendent du Cotentin jusqu'en Vendée. Vers l'est et vers le sud, leur prolongement est masqué par des dépôts jurassiques. La limite orientale de leur affleurement court du bord oriental du Cotentin à Alençon, puis, vers le sud, par Angers jusqu'à Parthenay et Saint-Maixent, au nord-est de Niort. Dans cette région, la limite se recourbe à angle droit vers l'ouest et atteint la mer au nord de la Rochelle, dans le voisinage des Sables-d'Olonne.

La direction de ces terrains anciens est W.N.W., avec déviations locales à l'W. et au N.W., et, dans la partie occidentale de la Bretagne, c'est la direction E.-W. qui semble prédominer. Un coup d'œil jeté sur l'ancienne, mais excellente carte de Dufrenoy et Élie de Beaumont montre que la presqu'île du Cotentin est un fragment d'un grand horst, comme le Morvan et le Thüringerwald: la direction E.-W. continue à régner dans le Cotentin, à angle droit sur le tracé de la côte<sup>1</sup>, tandis que la grande péninsule armoricaine s'allonge parallèlement à cette direction.

Il existe un grand nombre de documents sur la géologie de cette contrée; Dalimier a décrit le Cotentin; pour la Normandie et

[1. Voir L. Lecornu, *Sur les plissements siluriens dans la région du Cotentin* (Bull. Service Carte géol., IV, 1892-1893, n° 33, p. 395-414); Michel Lévy, *Contribution à l'étude du Granite de Flamanville* (Ibid., V, 1893-1894, n° 36, p. 318); *Carte géologique détaillée de la France*, feuilles n° 17 (Cherbourg), 27 (Barneville), 28 (Saint-Lô), 44 (Coutances), 45 (Falaise). — Les travaux de détail poursuivis dans ces dernières années ont montré que, dans le Cotentin, les couches jurassiques qui constituent la bordure du massif ancien du côté du bassin de Paris s'appuient avec une grande régularité sur les terrains primaires, sans qu'il y ait trace de failles au contact. D'autre part, si l'on examine les courbes de niveau sous-marines, à l'ouest de la presqu'île, on constate que leur allure est loin d'être parallèle au tracé rectiligne de la côte: il est manifeste que la forme simple du littoral actuel résulte d'une érosion longtemps prolongée par les flots (Vidal de la Blache, *Annales de Géogr.*, IV, 1894-95, p. 375; A. de Lapparent, *Leçons de Géographie physique*, 2<sup>e</sup> éd., 1898, p. 269). Enfin la présence, aux environs de Valognes, de sédiments littoraux d'âge très divers a été regardée comme l'indice d'une stabilité presque absolue de la région depuis la fin de l'ère primaire (A. de Lapparent, *Conférence sur le sens des mouvements de l'écorce terrestre*, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XV, 1886-87, p. 225, 226).]

la Bretagne, je citerai les travaux de Barrois, Hébert et Lebesconte. C'est Barrois, surtout, qui a fixé l'attention sur les questions tectoniques et qui a élucidé la structure du pays, en complétant les anciennes études de Boblaye<sup>1</sup>.

La région tout entière, s'étendant sur trois degrés de latitude, est disposée en plis presque parallèles. La phase principale du plissement coïncide, ici encore, avec l'époque carbonifère.

Il y a deux grands anticlinaux et de nombreux anticlinaux subordonnés. L'anticlinal du Nord forme la péninsule au nord de Brest, avec les Montagnes d'Arrée, et s'étend jusqu'aux terrains jurassiques des environs d'Alençon, son bord septentrional coïncidant sensiblement avec la côte nord de la Bretagne; il est formé surtout de roches archéennes, fréquemment traversées par du granite. L'anticlinal du Sud est formé de roches sédimentaires primitives, encore percées, d'ailleurs, en nombre de points, par du gra-

1. P. Dalimier, *Stratigraphie des terrains primaires dans la presqu'île du Cotentin*, in-4°, Paris, 1861; Ch. Barrois, *Observations sur la constitution géologique de la Bretagne* (Ann. Soc. Géol. du Nord, XI, 1883-1884, p. 87-91 et 278-285); *La structure stratigraphique des montagnes du Menez, Côtes-du-Nord* (Ibid., XIII, 1885-1886, p. 65-71); *Aperçu de la structure géologique du Finistère* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIV, 1885-86, p. 655-665) et *Aperçu de la constitution géologique de la rade de Brest* (Ibid., p. 678-707, pl. XXXI-XXXIII), et en beaucoup d'autres endroits; Edm. Hébert, *Phyllades de Saint-Lô et Conglomérats pourprés dans le Nord-Ouest de la France* (Ibid., p. 713-774); *Observations sur les groupes sédimentaires les plus anciens du Nord-Ouest de la France* (C. R. Acad. Sc., CIII, 1886, p. 230-235, 303-308 et 367-371); P. Lebesconte, *Constitution générale du Massif breton comparée à celle du Finistère* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIV, 1885-86, p. 776-819) et ailleurs. [Voir aussi les travaux suivants de Ch. Barrois : *Les modifications et les transformations des Granulites du Morbihan* (Annales Soc. Géol. du Nord, XV, 1887-88, p. 1-40); *Observations sur la constitution géologique de l'Ouest de la Bretagne*, 3<sup>e</sup> article (Ibid., XVI, 1888-89, p. 1-11); Notice pour le *Panneau de la Bretagne* (Expos. Univ. de 1889, Notices relat. aux Trav. des Ponts et Chaussées et des Mines, p. 23-39); *Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez-Hom, Finistère* (Bull. Serv. Carte Géol., n° 7, 1890, 74p., carte); *Le Bassin du Menez-Bélaïr, Côtes-du-Nord et Ille-et-Vilaine* (Annales Soc. Géol. du Nord, XXII, 1894, p. 181-345, 2 cartes et 5 pl. de coupes); *Sur la répartition des îles méridionales de Bretagne et leurs relations avec les failles d'étiement* (Ibid., XXVI, 1897, p. 2-16, pl. I); *Des divisions géographiques de la Bretagne* (Annales de Géogr., VI, 1897, p. 23-44 et 103-122, carte); *Sur la structure des plis carbonifères de la Bretagne* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXV, 1897, p. 108-109); *Sur le gisement des roches cristallines anciennes du massif de Paimpol* (Annales Soc. Géol. du Nord, XXVII, 1898, p. 22-29 et 265-267); *Des relations des mers dévonniennes de Bretagne avec celles des Ardennes* (Ibid., p. 231-259); *Sketch of the Geology of Central Brittanys, with special Reference to the Whilsuntide Excursion for 1899* (Proc. Geologists' Assoc., XVI, 1899, p. 101-132); *Carte géologique détaillée de la France*, feuilles de Plouguerneau (40), Ouessant (56), Saint-Brieuc (59), Dinan (60), Quimper (72), Châteaulin (73), Pontivy (74), Rennes (75), Pont-L'Abbé (87), Lorient (88), Vannes (89), Redon (90), Belle-Ile (102), Quiberon (103), Saint-Nazaire (104), publiées de 1884 à 1897 par Ch. Barrois (avec légendes reprod. dans les Annales de la Soc. Géol. du Nord, XII-XXVI); *Comptes rendus pour les campagnes de 1893-1898* (Bull. Serv. Carte Géol., nos 38, 44, 53, 59, 63, 69); *Carte géologique de la France à l'échelle du millionième*, publiée par le Service de la Carte géol. détaillée de la France en 1889, feuille N.W. (la Bretagne, par Ch. Barrois).]

nite ; il forme la pointe du Raz, le plus méridional des trois éperons que la Bretagne projette dans l'Océan, longe le Morbihan et passe par Vannes et Nantes. Entre ces deux grands anticlinaux, ainsi qu'au nord du premier et au sud du second, de nombreux plis, étroitement serrés les uns contre les autres, suivent à peu près la même direction ; des granites post-carbonifères ont également pénétré dans leur masse, par exemple à Rostrenen, au nord du Morbihan<sup>1</sup>.

Un fait caractéristique est à noter, c'est que le premier des synclinaux du Nord, le bassin de Mortain, qui passe au nord d'Alençon, par Domfront et Mortain, en croisant la presqu'île du Cotentin, ne se termine pas à la mer dans la baie de Cancale : d'après Barrois, il reparait plus à l'ouest, au cap Frehel, pour traverser ensuite, vers Paimpol, en suivant la même direction, l'extrémité septentrionale de la Bretagne.

Sur la côte occidentale, l'anticlinal du Nord se prolonge dans l'île d'Ouessant, et celui du Sud, au delà de Quimper et de la pointe du Raz, dans la petite île de Sein ; entre ces deux grands anticlinaux est situé un large bassin, à la constitution duquel prennent part tous les termes de la série paléozoïque, du Silurien au Carbonifère. Ce grand synclinal est également accidenté par de nombreux plis de second ordre et se suit depuis Laval, sur la Mayenne<sup>2</sup>, jusqu'à la mer, à l'ouest. C'est à ce bassin principal qu'appartient, au sud de Brest, l'éperon de forme irrégulière que la Bretagne projette dans l'Océan, entre les deux presqu'îles du Nord et du Sud.

Toute cette contrée a donc été plissée dans le même sens et, d'une manière générale, à la même époque que la partie méridionale de l'Irlande et de l'Angleterre. La largeur de ce grand faisceau de plis, aujourd'hui morcelé, correspond à la distance qui sépare les Mendips de la Vendée.

C'est aux environs d'Exeter, à l'endroit où la péninsule de Cornouaille se rétrécit, que le massif paléozoïque plonge sous sa couverture mésozoïque<sup>3</sup> et, de la même manière, au N. de cette région, l'anticlinal des Mendips disparaît à Frome sous des sédi-

[1. Ch. Barrois, *Le Granite de Rostrenen, ses apophyses et ses contacts* (Annales Soc. Géol. du Nord, XII, 1884-85, p. 1-119); *Sur les grès métamorphiques du massif granitique du Guéméné* (Ibid., XI, 1883-84, p. 103-140); *Sur le massif granitique du Huelgoat* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIV, 1885-86, p. 865-868, pl. XXXVII, carte); *Le Massif granitique de Moncontour, Côtes-du-Nord* (Annales Soc. Géol. du Nord, XXII, 1894, p. 53-54.)]

[2. D. Cehlert, *Sur les oscillations qui se sont produites pendant la période primaire dans le bassin de Laval* (C. R. Acad. Sc., CIV, 1887, p. 528-529); Bull. Service Carte géol., n<sup>o</sup> 38, 1894, p. 37, et n<sup>o</sup> 53, 1896, p. 57; *Carte géologique détaillée de la France*, feuilles 77 (Mayenne) et 91 (Château-Gontier.)]

[3. W. A. E. Ussher, *The Triassic Rocks of West Somerset and the Devonian Rocks*

ments plus récents. Cette couverture de terrains plus récents masque alors le substratum dans tout le Sud-Est de l'Angleterre. Mais, comme on l'a déjà dit, l'analogie d'allure entre le bord septentrional des Mendips et les bassins houillers de la Belgique est si grande que Buckland et Conybeare l'avaient déjà remarquée il y a nombre d'années. En 1855, Godwin-Austen osa exprimer l'opinion qu'il y avait réellement continuité souterraine entre les couches renversées des Mendips et celles des environs de Boulogne, et que rien ne s'opposait à la possibilité de retrouver ces couches houillères, au moyen de sondages, dans le voisinage même de Londres. En émettant cette hypothèse, il s'appuyait non seulement sur la conformité d'allure et de direction des plis dans ces deux régions, malgré la distance qui les sépare, mais encore sur l'existence d'accidents plus récents et affectant la forme de flexures dans les couches mésozoïques superposées, accidents qui suivent la même direction<sup>1</sup>.

Les forages entrepris ont rencontré à une grande profondeur divers dépôts dévoniens et on a reconnu qu'au-dessous de Londres, la Grande Oolithe repose directement, sans l'intermédiaire du Lias ou du Trias, sur ces terrains paléozoïques, comme c'est le cas à Calais, où le prolongement des plis déversés de la Belgique atteint la mer<sup>2</sup>.

Il a déjà été question ici même (I, p. 181-184) de ce déversement. Entre Boulogne et Aix-la-Chapelle, des couches relativement anciennes chevauchent sur des couches relativement récentes. Bertrand compare cette zone de recouvrement à certaines parties des Alpes de Glaris<sup>3</sup>. Elle présente, en effet, la plus grande analogie avec les bords externes renversés des Alpes, des Carpathes ou de l'Himalaya. Il n'importe guère que cette zone de recouvrement se traduise si peu dans la configuration du pays et qu'elle n'ait pu être révélée, dans le Nord de la France, que par des sondages. Les coupes qui ont été mises en évidence dans cette région par l'exploitation des mines et par des études de stratigraphie comparée très délicates, ne peuvent être assimilées qu'aux bords externes des

*on their Borders* (Proc. Somersetshire Archeol. and Nat. Hist. Soc., XXXV, 1889, carte, 1890; *On the probable Nature and Distribution of the Palæozoic Strata beneath the Secondary Rocks of the Southern Counties, with special Reference to the Prospects of obtaining Coal by Boring south of the Mendips* (Ibid., XXXVI, 1890, p. 82, 2 cartes, 1 pl.).]

1. R. Godwin-Austen, *On the possible extension of the Coal-Measures beneath the South Eastern part of England* (Quart. Journ. Geol. Soc., XII, 1856, p. 38-73, pl. I: carte).

2. J. W. Judd, *On the Nature and Relations of the Jurassic Deposits, which underlie London* (Quart. Journ. Geol. Soc., XI, 1884, p. 754). [Voir aussi W. Whitaker, *The Geology of London and of Part of the Thames Valley*, in-8°, London, 1889, vol. I, p. 10-50 (Mem. Geol. Survey, England and Wales): coupe, p. 50.]

3. M. Bertrand, *Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XII, 1883-84, p. 318-330, pl. XI).

chaînes de montagnes les plus puissantes de l'époque actuelle ou à la zone de recouvrement, si profondément arasée, d'Erriboll.

Il y a pourtant une différence frappante et caractéristique. Les bords externes des grandes chaînes de montagnes sont toujours plus ou moins convexes par rapport au sens du mouvement tangentiel. Une concavité ou même un angle rentrant, dans une région de plis déversés en avant, ont toujours été considérés comme l'indice d'un rebroussement (*Schaarung*), c'est-à-dire de la rencontre de deux directions différentes de la force qui engendre le plissement.

La zone de déversement de la Belgique est concave. Les descriptions données par Gosselet et la carte de Dewalque permettent de reconnaître facilement cette concavité<sup>1</sup>. De Calais à Douai la zone chevauchée affecte la direction E. 15° S.; entre Douai et Valenciennes, elle fait un coude brusque et présente de nombreuses irrégularités, puis, à partir de Valenciennes, elle tourne d'abord vers l'E.N.E., et enfin, du côté d'Aix-la-Chapelle, vers le N.E. La partie occidentale est donc plissée du S.S.W. au N.N.E., la partie orientale au contraire du S.S.E. au N.N.W. et du S.E. au N.W., et c'est entre Douai et Valenciennes que se fait le raccordement, d'ailleurs ménagé par une courbe continue.

Ainsi, *les bords externes de deux systèmes montagneux viennent se réunir dans la zone de déversement de la Belgique*. Le tronçon oriental est le bord externe des Ardennes, et le tronçon occidental représente le prolongement des Mendips, c'est-à-dire le bord externe de l'arc armoricain. L'arc armoricain lui-même, dans cette région, est presque complètement masqué par la couverture mésozoïque. Les couches paléozoïques ont d'ailleurs été atteintes en de nombreux points par les sondages, à l'ouest de la zone houillère qui s'étend de Calais à Douai, mais ce n'est qu'à Marquise, au nord de Boulogne, qu'un petit lambeau de terrain dévonien arrive au jour, sortant de son manteau jurassique<sup>2</sup>. A partir de là, la direction des plis conduit en Angleterre<sup>3</sup>.

1. J. Gosselet, *Esquisse géologique du Nord de la France*; 1<sup>er</sup> fasc. *Terrains primaires*, in-8°, Lille, 1880, atlas; G. Dewalque, *Carte géologique de la Belgique*, in-folio, Bruxelles, 1879.

[2. E. Rigaux, *Notice géologique sur le Bas Boulonnais*, in-8°, 108 p., 2 pl. (Mém. Soc. Acad. de Boulogne, XIV, 1892); A. Olry, *Sur le bassin houiller du Boulonnais* (C. R. Acad. Sc., CXII, 1891, p. 173-176); Gosselet, même titre (Ibid., p. 358-360), et *Observations au sujet de la note de M. Olry* (Annales Soc. Géol. du Nord, XIX, 1891, p. 13-24); L. Breton, *Composition de l'étage houiller du Bas-Boulonnais* (Ibid., p. 24-38); J. Gosselet, *Étude préliminaire de récents sondages faits dans le Nord de la France pour la recherche du bassin houiller* (Ibid. XXVII, 1898, p. 139-149, pl. II : carte), et *Aperçu général sur la géologie du Boulonnais*, in-8°, 50 p., Boulogne-s.-M., 1899.]

[3. La récente découverte du terrain houiller à Douvres, à une profondeur de

Nous voyons donc les plis du Sud de l'Irlande, ceux du bord septentrional du canal de Bristol, l'anticlinal des Mendips, la région plissée du Somerset, du Devonshire et de la Cornouaille, l'ancien massif plissé du Cotentin, de la Bretagne et de la Vendée, puis à l'est, l'ilot dévonien de Boulogne et la moitié occidentale de la zone déversée du bassin houiller franco-belge, entre Calais et Douai, se réunir pour former le grand arc armoricain. Mais il reste une lacune considérable entre Exeter et Boulogne.

L'ébauche de cet arc se dessina vers la fin de la période carbonifère ; les hautes montagnes furent alors arasées et recouvertes en stratification discordante par d'épais sédiments plus récents. Puis elles s'écroulèrent, tronçon par tronçon, et l'une des brèches les plus étendues ainsi pratiquées dans leur masse est celle qui sépare Exeter de Boulogne. Mais on peut constater que, dans les limites tracées par le cadre de cet effondrement, *il s'est produit plus tard de nouveaux plissements qui suivent l'ancienne direction armoricaine.*

C'est dans l'intervalle indiqué, entre Exeter et Boulogne, que se trouve le bombement arasé du Weald. Occupant une aire elliptique, qui comprend la majeure partie du Sussex et une partie du Kent et s'étend sur le Boulonnais, ce bombement fait saillie au milieu de la Craie, dont les tranches redressées l'environnent de toutes parts.

En 1841, Hopkins montra que ce bombement était formé de plusieurs anticlinaux parallèles, au nombre de trois ou quatre au moins, accolés les uns aux autres, et dirigés E.-W. à l'ouest, mais, à

365 m. environ au-dessous du niveau de la mer, est venue confirmer d'une manière éclatante l'hypothèse de Godwin-Austen; voir W. Whitaker, *Coal in the South East of England* (Geol. Mag., Dec. 3, VII, 1890, p. 13-14, 514-516; Journ. Soc. of Arts, XXXVIII, 1890, p. 543-557, carte, coupe); W. Boyd Dawkins, *The Search for Coal in the South of England* (Nature, XLII, 1890, p. 319-322); *The Discovery of Coal Measures near Dover* (Trans. Manchester Geol. Soc., XX, 1890, p. 502-517, 1 pl.; Contemporary Review, April, 1890); *The further Discovery of Coal at Dover, and its bearing on the Coal Question* (Trans. Manchester Geol. Soc., XXI, 1892, p. 456-474); F. Brady, *Dover Coal Boring : Observations on the Correlation of the Franco-Belgian, Dover, and Somerset Coalfields*, in-8°, 14 p., 1 carte, 1 coupe, June, 1892; E. Lorieux, *Le sondage de Douvres* (Annales des Mines, 9<sup>e</sup> sér., II, 1892, p. 227-232); R. Zeiller, *Sur les empreintes du sondage de Douvres* (Ibid., p. 599-604; C. R. Acad. Sc., CXV, 1892, p. 626-629); M. Bertrand, *Sur le raccordement des bassins houillers du Nord de la France et du Sud de l'Angleterre* (Annales des Mines, 9<sup>e</sup> sér., III, 1893, p. 5-83, pl. I, II); W. Boyd Dawkins, *On the South-Eastern Coalfield at Dover* (Trans. Manchester Geol. Soc., XXII, 1894, p. 488-510); Ch. Barrois, *Sur les couches traversées par le sondage profond de Douvres, d'après M. Boyd Dawkins* (Annales Soc. Géol. du Nord, XXII, 1894, p. 82-93); G. F. Dollfus, *Prolongement du bassin houiller du Pas-de-Calais* (Le Génie Civil, XXVI, n° 23, 1895, p. 354-356, pl. XXIII); G. C. Greenwell, *On the Correlation of the Dover and Somersetshire Coalfields* (Trans. Manchester Geol. Soc., XXV, 1897, p. 378-392, 3 pl.); W. Boyd Dawkins, *On the History of the Discovery of the South-Eastern Coalfield* (Ibid., p. 155-163).]

l'est, s'infléchissant vers le S.E., dans la direction du prolongement vers le Boulonnais<sup>1</sup>.

En France, d'Archiac trouva en 1846 que la faite de partage des eaux de l'Artois correspondait à une limite importante, au point de vue du développement du terrain crétacé, et que cette ligne, qu'il nomma « axe de l'Artois », se dirigeait vers le N.W. (W. 34° N.) à partir d'Arras, mais subissait dans le Boulonnais une déviation vers l'ouest et se prolongeait dans le Weald, au delà du détroit<sup>2</sup>. Or, cet « axe de l'Artois » correspond à la zone de chevauchement des couches houillères, que nous avons vue former le bord externe des plissements armoricains; c'est sur son emplacement qu'on a atteint dans des sondages les terrains paléozoïques, et les affleurements dévoniens des environs de Boulogne sont déjà à l'intérieur de la bande de couches crétacées qui, arrivant d'Angleterre, enveloppe les anticlinaux du Weald.

Ainsi donc, dès 1846, on connaissait déjà un certain nombre de plis recourbés en arc de cercle qui, d'abord orientés W.N.W., traversent le Pas-de-Calais en s'infléchissant et se prolongent dans le Sud de l'Angleterre en prenant une direction de plus en plus voisine de E.-W.

L'intérêt de l'axe de l'Artois pour la connaissance des plissements anglais a été parfaitement reconnu par Godwin-Austen, et c'était un des points les plus importants sur lesquels il s'appuyait pour prétendre que les bassins houillers de Mons et du Boulonnais devaient se prolonger souterrainement sous les environs de Londres jusqu'aux districts houillers situés au nord des Mendips. Et même, dans son mémoire devenu célèbre sur cette question, Godwin-Austen affirmait déjà, comme une loi générale, que lorsqu'une zone quelconque de l'écorce terrestre est plissée ou fracturée avec

1. Will. Hopkins, *On the Geological Structure of the Wealden District and of the Bas Boulonnais* (Trans. Geol. Soc., 2<sup>d</sup> Ser., VII, 1843, p. 1-51, carte). Les failles transversales méridiennes décrites par Hopkins sont en partie de véritables décrochements, c'est-à-dire des surfaces de part et d'autre desquelles il y a eu déplacement latéral, comme la faille de Medina dans l'île de Wight. Le tremblement de terre assez violent du 22 avril 1884 serait donc un tremblement par décrochement, comme c'est le cas pour tant de séismes alpins, et un indice de la continuité de forces semblables à celles qui se sont manifestées dans les Alpes (Meldola and White, *Nature*, XXXIII, 1886, p. 265.)

2. D'Archiac, *Études sur la formation crétacée des versants sud-ouest, nord et nord-ouest du Plateau Central de la France* (Mém. Soc. Géol. de Fr., 2<sup>e</sup> sér., II, 1846, p. 116); sur la carte, pl. I, une ligne ponctuée indique la jonction supposée de l'axe de l'Artois avec le Weald. A cette époque, on supposait que les couches houillères renversées devaient passer aux environs d'Arras; cette hypothèse a été rectifiée par les sondages (Degoussée et Laurent, *On the Valenciennes Coal-Basin*, Quart. Journ. Geol. Soc., XII, 1856, p. 252-254, carte, pl. V).

une certaine énergie, les dislocations subséquentes se produisent suivant les mêmes lignes, et cela tout simplement parce que ces lignes sont des lignes de moindre résistance<sup>1</sup>.

Les anticlinaux du Weald ont été décrits plus tard par Topley dans le plus grand détail, et leur inflexion vers le Boulonnais peut être considérée comme parfaitement certaine<sup>2</sup>.

Mais ces anticlinaux se prolongent vers l'ouest au delà de la région du Weald. Au sud vient en outre un nouveau et puissant bombement, qui ramène au jour les dépôts du Weald, mais dont la plus grande partie se trouve sous la mer. Il devient visible dans la moitié sud de l'île de Wight; son bord septentrional, où les couches sont fortement relevées et parfois même renversées, traverse l'île dans toute sa largeur, des Needles à l'ouest jusqu'à Culver Cliff à l'est, et la forme de losange qu'affecte l'île est en rapport avec cette allure des roches plus résistantes<sup>3</sup>. De là, le pli se continue à l'ouest par Purbeck vers Weymouth<sup>4</sup>, et au S. de cette ville se montrent, dans la presqu'île de Portland, des couches jurassiques fortement redressées.

Tandis qu'on poursuivait en Angleterre l'étude de ces plissements, on découvrait dans le Nord de la France, en dehors de l'axe de l'Artois, une série d'anticlinaux parallèles à cet axe, dirigés vers le N.W. et présentant ce caractère commun avec les plis anglais, que le flanc septentrional des anticlinaux est raide, tandis que leur flanc méridional est en pente douce. Le plus important de ces accidents est la ligne de dislocation du Pays de Bray, qui, au milieu du bassin de Paris, entre Beauvais et Neufchâtel, fait apparaître au jour non seulement les étages inférieurs du terrain crétacé, mais encore le Jurassique supérieur. Cet accident remarquable a été décrit d'abord par Élie de Beaumont, puis, d'une façon fort détaillée, par de Lapparent<sup>5</sup>. Hébert et de Mercey

1. Godwin Austen, Mém. cité, p. 62. Les plissements sont même déjà décrits dans P. J. Martin, *On the anticlinal Line of the London and Hampshire Basins* (Philos. Magaz., 4<sup>th</sup> Ser., II, 1851, p. 41-51, 126, 189, 278, 366, 471; 4<sup>th</sup> Ser., XII, 1856, p. 447-452; XIII, 1857, p. 33, 109).

2. W. Topley, *The Geology of the Weald* (Mem. Geol. Survey of England and Wales, in-8°, 1875, cartes); en particulier p. 216-242.

3. Edw. Forbes, *On the Tertiary Fluvio-Marine Formation of the Isle of Wight* (Mem. Geol. Survey of Great Britain, in-8°, 1856, carte, 10 pl.). [Voir aussi H. Bristow, *The Geology of the Isle of Wight*, 2<sup>d</sup> ed., revised and enlarged by Cl. Reid and A. Strahan (Mem. Geol. Survey), in-8°, 349 p., carte, pl., London, 1889; A. Strahan et Cl. Reid, *La Géologie de l'île de Wight* (Congrès Géol. Internat., C. R. 4<sup>e</sup> session, Londres, 1888, p. 343-370, carte, 1891).]

[4. Aubrey Strahan, *The Geology of the Isle of Purbeck and Weymouth* (Mem. Geol. Survey, England and Wales), in-8°, 278 p., 11 pl. London, 1898.)]

5. A. de Lapparent, *Note sur le soulèvement du pays de Bray et l'ouverture de la*

ont fait connaître d'autres plis, également dirigés vers le N.W., mais d'une amplitude moins considérable, et Hébert crut même pouvoir annoncer qu'il existait un second système d'accidents, perpendiculaire au premier<sup>1</sup>. Enfin Ch. Barrois, s'appuyant sur les nombreux travaux de ses devanciers et après avoir étudié en détail les lignes de plissement qui traversent la Craie en Angleterre, à l'ouest de la région du Weald, est parvenu à formuler les résultats suivants<sup>2</sup> :

L'axe de l'Artois quitte la France un peu au sud des affleurements de terrains anciens du Boulonnais, atteint l'Angleterre à la pointe de Dungeness, forme l'un des anticlinaux de la partie septentrionale du Weald et se prolonge par Kingsclere, à travers la Craie, en prenant une direction E.-W., vers Ham, Frome et le canal de Bristol.

Une seconde ligne dirigée vers le N.W., qui a été désignée par Hébert sous le nom d'axe de la Bresle, atteint la mer au Tréport et coïncide probablement, dans le Weald, avec le grand anticlinal que Hopkins appelle ligne de Greenhurst; ce dernier se dirige par Petersfield et Winchester, à travers la Craie, vers Stockbridge et la vallée de Warminster.

L'axe du Pays de Bray, enfin, caractérisé par l'amplitude considérable de la dislocation, doit être vraisemblablement considéré comme faisant partie du grand plissement qui traverse l'île de Wight pour se diriger sur Purbeck<sup>3</sup>.

*vallée de la Seine* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2<sup>e</sup> sér., XXIX, 1871-72, p. 231-238, pl. I); *Traité de Géologie*, 2<sup>e</sup> éd., in-8°, Paris, 1883, p. 1420. [Voir aussi, du même auteur : *Le Pays de Bray*, in-4°, 182 p., 4 cartes, 1879 (Mém. pour servir à l'Explic. de la Carte géol. détaillée de la France).]

1. Hébert, *Note sur la Craie blanche et la Craie marneuse dans le bassin de Paris* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2<sup>e</sup> sér., XX, 1862-63, p. 605-631); *Ondulations de la Craie dans le bassin de Paris* (Ibid., 2<sup>e</sup> sér., XXIX, 1871-72, p. 446-472 et 583-594, pl. IV; 3<sup>e</sup> sér., III, 1874-75, p. 512-546, pl. XVI, carte); *Ondulations de la Craie dans le Nord de la France* (Ann. des Sc. Géol., VII, 1876, Art. n° 2, 48 p., carte); N. de Mercey, *Note sur la Craie dans le Nord de la France* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2<sup>e</sup> sér., XX, 1862-63, p. 631-644). [Voir surtout G. F. Dollfus, *Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le bassin de Paris* (Bull. Service Carte Géol. de la Fr., II, 1890-1891, n° 14, p. 116-186, avec carte hypsométrique de la surface de la Craie à 1 : 1 000 000); et M. Bertrand, *Sur la continuité du phénomène de plissement dans le bassin de Paris* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XX, 1892, p. 118-165, pl. V). Pour le Nord de la France, voir H. Parent, *Étude sur la Craie à Micraster du Boulonnais et sur les plissements de la Craie dans cette région* (Annales Soc. Géol. du Nord, XX, 1892, p. 304-332, coupes); et *Notes supplémentaires sur les plis du Nord de l'Artois* (Ibid., XXI, 1893, p. 93-104).]

2. Ch. Barrois, *Ondulations de la Craie dans le Sud de l'Angleterre* (Ann. Soc. Géol. du Nord, II, 1874-75, p. 85-111); et surtout *Recherches sur le Terrain crétacé supérieur de l'Angleterre et de l'Irlande*, in-4°, Lille, 1876, p. 114-123 (Mém. Soc. Géol. du Nord, I). [Pour les détails de structure de quelques-uns de ces plis, voir A. Strahan, *On Overthrusts of Tertiary date in Dorset* (Quart. Journ. Geol. Soc., LI, 1895, p. 549-562, pl. XVII-XVIII).]

[3. M. Bertrand pense que ces plis, en traversant la Manche, s'infléchiraient davan-

Dans chacun de ces plis, l'inclinaison des couches est plus forte vers le nord que vers le sud; pour quelques-uns d'entre eux, le mouvement qui a produit le plissement s'est, à coup sûr, continué jusque fort avant dans la période tertiaire.

Ces résultats ont une grande portée. Même s'il venait à être démontré, ce qui n'est pas improbable, que les lignes en question ne correspondent pas toujours à des plis continus, mais qu'en réalité, à l'exemple de ce qui se passe dans les montagnes du Jura, des anticlinaux placés côte à côte et de même sens se relayent, — un fait incontestable n'en reste pas moins acquis, c'est qu'il existe un système de plis refoulés vers le nord-est et le nord, qui affectent, en France, la direction du N.W., s'incurvent vers l'W.N.W. et l'W. dans la région de la Manche, et qu'on peut suivre, orientés cette fois de l'E. à l'W., dans le Sud de l'Angleterre jusqu'à Weymouth et aux Mendips. Or, ces lignes correspondent aux parties affaissées de l'arc armoricain et relient entre eux les horsts restés en saillie. La région a été plissée dans le même sens à la fin de la période carbonifère, elle fut ensuite recouverte par de nouveaux sédiments et s'affaissa, puis il s'est produit à la même place un ridement de ces dépôts plus récents, conformément à la direction des anciens plis.

C'est ce phénomène que nous appelons un *plissement posthume*. Il est très probable que dans la plupart des autres chaînes il s'est produit, à des époques très diverses, des mouvements qui se répétaient toujours dans le même sens. Mais il est rare de voir un épisode aussi frappant que l'effondrement d'une portion aussi étendue du massif survenir entre les périodes successives de plissement. Et cet exemple est bien propre à mettre en relief la persistance extraordinaire de direction de la force plissante.

Voici maintenant ce qui résulte de l'ensemble des faits précédemment exposés :

La côte de l'Océan Atlantique, de l'embouchure du Shannon jusqu'au delà de l'embouchure de la Loire, est entaillée dans les fragments en partie effondrés d'une grande chaîne de montagnes plissée vers le nord, dont le redressement principal date à peu près de la fin de la période carbonifère, et dont on ne retrouve plus aujourd'hui les traces que dans des horsts séparés et dans des plissements posthumes. Les terrains les plus anciens de cette chaîne

tage vers l'ouest; le prolongement de l'accident du Bray, en particulier, irait passer au sud de l'île de Wight.]

affleurent en Vendée, en Bretagne, dans le Cotentin; on doit y comprendre également le gneiss du phare d'Eddystone et les pointements de schistes anciens du bord méridional de la presqu'île de Cornouaille. La zone qui vient ensuite, constituée surtout par des dépôts dévoniens et caractérisée dans sa partie méridionale par de nombreux massifs granitiques, forme la presqu'île de Cornouaille et le Devonshire jusqu'au canal de Bristol. La zone la plus externe, dont le bord chevauche vers l'extérieur, est en majeure partie d'âge carbonifère, mais le substratum dévonien s'y montre également au-dessous de ce terrain. Sa limite septentrionale, qui représente au même temps le bord externe de la chaîne, coupe en travers le Sud de l'Irlande, passe par la St. Brides Bay, tout contre le rivage septentrional du canal de Bristol, et longe le bord nord des Mendips jusqu'à Frome; puis, jalonnée par des accidents posthumes, elle suit le bord septentrional du bombement du Weald, le long des North Downs, et, s'incurvant de plus en plus vers le S.E., passe entre Boulogne et Calais pour continuer ensuite jusqu'au delà de Douai.

La largeur du massif, les renversements grandioses et la formation d'écaillés imbriquées qu'on y observe, par exemple dans le Somerset et le Devon jusque vers Exeter, la violence des chevauchements sur le bord externe, l'amplitude considérable de certains décrochements, même quand ces accidents sont posthumes, comme dans la faille de Medina, qui coupe l'île de Wight en travers, enfin la série d'intrusions granitiques du Devonshire et aussi de la Bretagne, — tout montre qu'il s'agit là des vestiges d'une chaîne puissante de hautes montagnes. Cette grande chaîne forme vers le nord un arc aplati. Vers l'ouest, les derniers affleurements visibles, comme aux alentours de la Bantry Bay et sur les côtes du Finistère, montrent que les ruines de ces hautes montagnes se poursuivent sous l'Océan dans la direction de l'W.S.W., et les îles qui s'égrènent en avant de beaucoup de ces promontoires sont une faible indication de ce prolongement. Les parties orientales sont enfouies sous le bassin de Paris, où leur direction se reflète de même par la présence d'accidents posthumes, comme dans le Pays de Bray.

Telle est la grande chaîne montagneuse anté-permienne de l'Europe occidentale. Les traces de ses zones intérieures, qui étaient aussi, selon toute apparence, les plus élevées, se trouvent en Bretagne et en Vendée; c'est pourquoi nous donnons à l'ensemble de ces fragments le nom de *chaîne armoricaine*.

8. **La chaîne varisque.** — Les côtes à rias de l'Irlande méridionale, de la Cornouaille et de la Bretagne forment une portion très caractéristique des contours de l'Europe; de l'autre côté de l'Océan Atlantique, elles trouvent leur contre-partie dans les côtes à rias de Terre-Neuve et de la Nouvelle-Écosse, qui représentent également les extrémités, plongeant sous la mer, d'une grande chaîne plissée. En partant de l'Irlande, où le contraste entre le Nord et le Sud est si marqué, nous avons suivi jusqu'au rebroussement qui se produit entre Douai et Valenciennes les horsts portant l'empreinte d'un plissement de même sens; et ces horsts sont tous venus se rattacher à l'arc armoricain, dont l'unité est aussi mise en évidence par le tracé concordant des plis posthumes.

Essayons maintenant, en nous écartant de l'objet de ce chapitre, c'est-à-dire en interrompant la description des côtes atlantiques, de jeter un coup d'œil d'ensemble, suivant la même méthode, sur une grande partie des montagnes de l'Allemagne. Nous ne pouvions entreprendre cette étude plus tôt, car il était indispensable, auparavant, de définir les horsts et de faire ressortir l'importance des affaissements de leur pourtour, notion qui se rattache étroitement à la précédente; il fallait aussi avoir présente à l'esprit l'allure arquée des lignes directrices et la façon dont elles se raccordent par rebroussement (*Schaarung*), fait si général dans les chaînes de montagnes plissées.

Cette digression sera aussi brève que le permet la difficulté du sujet. Les fragments que je me propose de considérer sont :

*a.* Le *massif dévonien Rhénan*, c'est-à-dire les hauteurs réunies des Ardennes, de l'Eifel, du Westerwald et du Sauerland, puis le Hochwald, le Hunsrück et le Taunus;

*b.* Les *montagnes du Rhin* entre Bingen et le lac de Constance, c'est-à-dire le Spessart, l'Odenwald, la Hardt, les Vosges et la Forêt-Noire;

*c.* Le *Harz*;

*d.* Les *montagnes de la Saxe*, c'est-à-dire l'Erzgebirge et le Fichtelgebirge, le Frankenwald et le Thüringerwald;

*e.* Les *Sudètes* avec le Riesengebirge.

Plusieurs de ces fragments sont limités de tous les côtés par des fractures longitudinales ou par des fractures transversales plus ou moins obliques; une partie des montagnes de la Saxe et des Sudètes s'enfoncent sous la plaine du Nord de l'Allemagne; les Carpathes viennent buter à angle droit contre les Sudètes, à l'est, et semblent même avoir été refoulées par-dessus cette chaîne (I, p. 244).

Tous ces tronçons de chaînes ont un caractère commun : ils ont subi, vers la fin de la période carbonifère, un plissement énergique et très général ; ils ont été recouverts ensuite par d'épais sédiments plus récents, et plus tard ils se sont effondrés par morceaux et à diverses époques ; beaucoup d'entre eux ont eu enfin à subir un nouveau plissement. Leur histoire ressemble ainsi de tous points à celle de l'arc armoricain. Dans les parties effondrées, le substratum est formé non seulement par le terrain permien, mais encore, dans certaines localités, par des lambeaux des étages supérieurs du terrain houiller, pincés au bord des fractures. Il en est ainsi sur le bord septentrional comme sur le bord méridional du Harz, à Ilfeld, Grillenberg et Ballenstedt<sup>1</sup>, à Stockheim sur la lèvre occidentale de la fracture du Fichtelgebirge<sup>2</sup>, à Rossitz au sud de Brünn, le long de la grande faille qui sépare les Sudètes du massif de la Bohême<sup>3</sup>. Ailleurs, et sur de grandes distances, c'est le Rothliegende qui constitue le premier terme de la série des couches affaissées.

Les parties septentrionales et orientales, c'est-à-dire les Ardennes, le massif dévonien Rhénan, le Harz, puis la partie septentrionale des montagnes de la Saxe et la partie orientale et sud-orientale des Sudètes sont caractérisées par le grand développement du terrain dévonien, très puissant et d'une remarquable homogénéité ; il constitue à lui tout seul de grandes régions et offre essentiellement les mêmes subdivisions en Moravie et en Silésie que sur les bords du Rhin. Les parties internes de l'arc sont formées plus ou moins exclusivement de roches pré-dévoniennes : il en est ainsi dans les montagnes du Rhin, en amont de Bingen, dans l'Erzgebirge et dans la partie occidentale des Sudètes, y compris le Riesengebirge.

*a. Le massif dévonien Rhénan.* — C'est aux efforts réunis des géologues allemands, belges et français, surtout aux admirables travaux de H. von Dechen, que l'on doit de connaître clairement la structure de ce vaste territoire montagneux, qui s'étend de Francfort à Düsseldorf et de Mézières presque jusqu'aux environs de Paderborn<sup>4</sup>. Une direction uniforme vers le N.E. domine dans

1. Ch. E. Weiss, *Die Steinkohlen-führenden Schichten bei Ballenstedt am nördlichen Harzrande* (Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst. für 1881, p. 595-603).

2. C. W. Gümbel, *Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges* (Geogn. Beschreibung des Königreichs Bayern, III), in-8°, Gotha, 1879, p. 555-575).

3. A. Makofsky und A. Rzehak, *Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Brünn* (Verhandl. Naturf. Verein, Brünn, XXII, 1884, p. 82, carte géol.).

[4. Voir J. Gosselet, *L'Ardenne*, in-4°, 881 p., 37 pl., carte, Paris, 1888 (Mém. pour

toute cette contrée, et sa plus grande partie est disposée en plis renversés vers le nord ou en véritables écaillés avec plongement S.E. Les bassins houillers de Belgique, à l'est de Valenciennes, et celui de la Ruhr forment le bord externe.

La bande de terrain houiller renversé que l'on peut suivre depuis le Boulonnais jusqu'aux environs de Douai<sup>1</sup> fait partie, comme nous venons de le voir, de l'arc armoricain; après le tronçon peu étendu qui sépare Douai de Valenciennes et qui correspond à la région du rebroussement, le terrain houiller tourne à l'E.N.E. et au N.E., en continuant d'ailleurs à être affecté de chevauchements gigantesques<sup>2</sup>. Aix-la-Chapelle est sur un anticlinal entre deux bassins houillers<sup>3</sup>, le bassin d'Eschweiler au sud et le bas-

servir à l'explic. de la Carte géol. détaillée de la France; Analyse critique par Emm. de Margerie, *Annuaire Géol. Universel*, V, 1888, p. 683-705); *Carte géologique générale de la France* à 1 : 320 000, feuille 9 (*Mézières*), par J. Gosselet et G. Dollfus, 1896; R. Lepsius, *Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten*, I, Lief. 1-2, in-8°, Stuttgart, 1887, p. 1-338, carte; le même, *Geologische Karte des Deutschen Reichs*, 1 : 500 000, Gotha, 1894-97, feuilles 12, 13, 17, 18, 22; *Carte géologique internationale de l'Europe*, livr. I, Berlin, 1894, feuille 24.]

[1. Sur la structure du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais, voir A. Oly, *Bassin houiller de Valenciennes (Partie comprise dans le département du Nord)*, in-4°, 444 p., 1886, atlas de 12 pl. in-fol., 1887 (Ministère des Trav. publics, Études des gîtes minér. de la Fr.); R. Zeiller, *Bassin houiller de Valenciennes, Description de la Flore fossile*, in-4°, 731 p., carte, 1888, atlas de 94 pl., 1886 (*Ibid.*); Ch. Barrois, *Le bassin houiller de Valenciennes d'après les travaux de MM. A. Oly et R. Zeiller* (*Annales Soc. Géol. du Nord*, XVI, 1888-89, p. 48-56); G.-F. Dollfus, *Considérations sur la limite Sud du bassin houiller du Nord de la France* (*Ibid.*, XXI, 1893, p. 332-344); M. Bertrand, *Études sur le bassin houiller du Nord et sur le Boulonnais* (*Annales des Mines*, 9° sér., V, 1894, p. 569-635, pl. X, XI); Chapuy, *Étude sur la constitution du midi du bassin houiller du Nord* (*Annales Soc. Géol. du Nord*, XXIII, 1895, p. 125-137); A. Soubeiran, *Bassin houiller du Pas-de-Calais*, 1<sup>re</sup> et 2<sup>e</sup> parties, 2 vol. in-4°, atlas in-fol., Paris, 1895-98 (Ministère des Trav. publics, Études des gîtes minér. de la Fr.); M. Bertrand, *Le bassin crétacé de Fuveau et le bassin houiller du Nord* (*Annales des Mines*, 9° sér., XIV, 1898, p. 5-85, pl. I-III); Ch. Barrois, *L'extension du Silurien supérieur dans le Pas-de-Calais* (*Annales Soc. Géol. du Nord*, XXVII, 1898, p. 212-225). — Voir aussi la *Carte géologique générale de la France* à 1 : 320 000, feuille 8 (*Lille*), par J. Gosselet et G. Dollfus, 1897.]

[2. Sur la structure des bassins houillers de la Belgique, voir A. Briart, *Géologie des environs de Fontaine-l'Évêque et de Landelies* (*Annales Soc. Géol. de Belgique*, Liège, XXI, 1894, Mémoires, p. 35-103, pl. I, II); H. de Dorlodot, *Recherches sur le prolongement occidental du Silurien de Sambre-et-Meuse et sur la terminaison orientale de la faille du Midi* (*Ibid.*, XX, 1892-93, Mémoires, p. 289-427, pl. IV-VII), et *Note sur l'origine orientale de la faille d'Ormont* (*Ibid.*, XXI, 1894-96, Mém., p. 167-70); A. Briart, *Étude sur la structure du bassin houiller du Hainaut dans le district du Centre* (*Ibid.*, XXI, 1894-95, Mém., p. 125-149, pl. III), et *Les couches du Placard (Mariemont). Suite à l'étude sur la structure du bassin houiller du Hainaut* (*Ibid.*, XXIV, 1898, Mém., p. 237-255, pl. VI, VII); X. Stainier, *Étude sur le bassin houiller d'Andenne* (*Bull. Soc. Belge de Géol.*, VIII, 1894, Mém., p. 3-22, pl. I-III); M. Lohest, *De l'âge relatif des failles du bassin houiller de Liège* (*Annales Soc. Géol. de Belgique*, XVII, 1890, Mém., p. 149-160.)]

[3. C. Dantz, *Der Kohlenkalk in der Umgebung von Aachen* (*Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XLV, 1893, p. 594-638, pl. XXVI-XXVIII : carte et coupes.)]

sin de la Worm au nord, mais les sondages ont retrouvé les couches de houille encore plus au nord, sous la plaine, en Hollande<sup>1</sup>; de grands accidents y traversent les couches, tel le Feldbiss et son prolongement, le Münstergewand, qui limitent à l'est les bassins en question<sup>2</sup>.

Sur la rive droite du Rhin, les prolongements du terrain houiller se montrent rejetés beaucoup plus au nord. D'après von Dechen, les couches du bassin de la Ruhr<sup>3</sup> ont été reconnues du côté du Rhin jusque vers Duisburg et Ruhrort, celles de la rive gauche jusqu'à Vluyn, au nord de Crefeld<sup>4</sup>; il est donc légitime de supposer, ce qui concorde, du reste, avec l'allure des plis situés plus au sud, que le terrain houiller traverse la vallée du Rhin en subissant un décrochement ou en décrivant une courbe sigmoïde.

Ces courbes sigmoïdes ne sont pas rares dans les régions plissées : l'on peut voir en plusieurs points du bord externe des Alpes, par

1. Guill. Lambert, *Nouveau Bassin houiller découvert dans le Limbourg hollandais, Rapport* (Annales Soc. Géol. de Belgique, IV, 1877, p. 116-130); *Rapport de M. von Dechen* (Ibid., p. 130-132); F. L. Cornet, *Notice sur le bassin houiller Limbourgeois* (Ibid., p. 133-142). [Voir aussi F. Büttgenbach, *Berg- u. Hüttenm. Zeitung*, 1894, N° 42.]

2. H. von Dechen, *Geologische und Palaeontologische Uebersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen* (Erläuterungen zur Geologischen Karte, II), in-8°, Bonn, 1884, p. 227, 230; voir aussi son mémoire bien plus ancien : *Ueber den Zusammenhang der Steinkohlen-Revire von Aachen und an der Ruhr* (Zeitschr. f. Berg-, Hütten und Salinenwesen, III, 1856, p. 1-8.)

[3. Voir W. Runge, *Das Ruhr-Steinkohlenbecken*, Text, in-8°, x-371 p., 12 pl., Berlin, 1892; carte à 1 : 50 000, Leipzig, 1890; *Übersichtskarte des Rheinisch-westfälischen Ruhr-Kohlenbeckens*, 1 : 62 500, avec texte, 14 p., Essen, 1895; K. List, *Westfälische Kohlenformation*, in-8°, 36 p., Hamburg, 1891 (Samlg. Gemeinverst. wiss. Vorträge, hersg. von Virchow u. Wallenbach); L. Cremer, *Die Ueberschiebungen des Westfälischen Steinkohlengebirges* (Verhandl. Naturhist. Ver. Preuss. Rheinland, LI, 1894, p. 58-62; « Glückauf », XXX, 1894, n° 62-65); Fr. Büttgenbach, *Die Gebirgsstörungen im Steinkohlengebiete des Wurmreviers* (« Glückauf », XXX, 1894, Nr. 86, 87); G. Köhler, *Die Cremer'sche Theorie betr. die Ueberschiebungen des Westfälischen Steinkohlengebirges* (Ibid., Nr. 90, 92); Fr. Büttgenbach, *Ueber Verschiebungen und Sprünge im Wurmrevier* (Zeitschr. f. prakt. Geol., [III], 1895, p. 133-137). Pour une analyse critique de l'ensemble de ces publications, voir H. Forir, *Annales Soc. Géol. de Belgique*, Liège, XXII, 1894-95, Bibliogr., p. 35-53. Voir aussi L. Cremer, *Ueberschiebungen* (Zeitschr. f. prakt. Geol., [II], 1894, p. 465-466; *Die Sutan-Ueberschiebung. Eine Studie aus den Lagerungsverhältnisse des Westfälischen Steinkohlengebirges* (« Glückauf », XXXIII, 1897, n° 20, 3 pl.); F. A. Hoffmann, *Ein Beitrag zu der Frage nach der Entstehung und dem Alter der Ueberschiebungen im westfälischen Steinkohlengebirge* (Zeitschr. f. prakt. Geol., [III], 1895, p. 229-235). Il résulte de ces travaux que, dans les bassins houillers de Westphalie et des environs d'Aix-la-Chapelle, des failles inverses très nettes et fort peu inclinées sur l'horizon ont été elles-mêmes ultérieurement plissées, en donnant naissance à des détails de structure d'une extrême complication. — Pour le prolongement du terrain houiller vers le Nord, voir L. Cremer, *Die Steinkohlenvorkommnisse von Ibbenbüren und Osnabrück und ihr Verhältniss zur Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenablagerung* (« Glückauf », XXXI, 1895, n° 8-9; extr., Zeitschr. f. prakt. Geol., [III], 1895, p. 165 et suiv.)]

4. H. von Dechen, *Uebersicht der Rheinprovinz*, p. 208.

exemple, une partie du massif avancer contre une autre en la dépassant, grâce à des inflexions de ce genre. La courbe sigmoïde est souvent recoupée par des surfaces de décrochement multiples, et ainsi décomposée en une série de tronçons successifs : les surfaces de décrochement affectent alors une disposition en marches d'escalier. On observe cette structure sur une très petite échelle, au microscope, dans les roches taillées en plaques minces, aussi bien qu'en grand, dans les massifs montagneux. La carte géologique de la Suisse, par Studer, montre que l'anticlinal de la Mollasse, au delà de Saint-Gall et d'Appenzell, en traversant le Rhin, éprouve du même coup une inflexion très marquée vers le N.E., qui, dans le Vorarlberg et la partie adjacente de la Bavière, aboutit à l'avancée du bord des Alpes, dont la latitude est désormais beaucoup plus septentrionale qu'elle ne l'était en deçà du fleuve. De la même façon, le grand massif calcaire, d'âge crétacé, qui s'étend du Toggenbourg à l'Iller par le Sentis, décrit à cet endroit même, en dedans de la zone du Flysch, une courbe sigmoïde analogue ; une partie de ce massif est d'ailleurs disposée en écailles, et des décrochements orientés N.-S. coupent le Sentis de part en part (I, p. 150)<sup>1</sup>.

Le Rhin croise le massif carbonifère plissé entre Aix-la-Chapelle et Düsseldorf de la même manière que les Alpes en amont du lac de Constance, et il est à supposer que les nombreux accidents transversaux le long desquels von Dechen a observé, aux environs d'Aix-la-Chapelle, des déplacements notables, à la fois dans le sens vertical et dans le sens horizontal, jouent, au moins en grande partie, le même rôle que les décrochements du Sentis. Cette circonstance est d'autant plus digne de remarque que, suivant von Lasaulx, les tremblements de terre d'Herzogenrath, au nord d'Aix-la-Chapelle, qui ont duré plusieurs années, paraissent du principal de ces accidents, le Feldebiss : il faut donc les ranger dans le groupe des tremblements par décrochement, comme tant de séismes des Alpes<sup>2</sup>.

Les terrains les plus anciens des Ardennes appartiennent au Silurien. Gosselet distingue trois zones siluriennes, qui toutefois n'ont pas la même valeur les unes que les autres, à savoir la zone du Brabant, la zone du Condroz et la zone des Ardennes proprement dites<sup>3</sup>.

Ce qu'on nomme en Belgique la zone du Brabant correspond à

1. Voir par exemple Mojsisovics, *Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst.*, XXIII, 1873, p. 174.

2. A. v. Lasaulx, *Das Erdbeben von Herzogenrath am 22. October 1873*, in-8°, Bonn, 1874, p. 141 et suiv.

3. Gosselet, *Esquisse géologique du Nord de la France*, fasc. I, p. 17 et suiv.

l'avant-pays qui précède la région des chevauchements, le long des deux ailes du rebroussement; grâce aux sondages, on a pu la suivre sous la plaine, jusqu'à Bruxelles et Ostende.

Puis viennent, au sud, les couches houillères renversées dont il a déjà souvent été question, et la zone du Condroz représente précisément l'anticlinal qui a été refoulé sur le terrain houiller par une force venant du S.E., allure rappelant celle de l'anticlinal des Mendips (I, p. 183, fig. 30). Du Dévonien plissé accompagne cette zone, et au sud de celle-ci vient un large bassin de Calcaire carbonifère plissé, le bassin de Dinant. Au sud de ce bassin s'étend la vaste région des Ardennes proprement dites, formée principalement par les assises du Dévonien inférieur. Leur direction est E.N.E. et N.E., tout à fait comme celle des couches houillères; elles sont également renversées à partir du S.E., et de leur sein s'élèvent, non sans quelque analogie avec les noyaux gneissiques des Alpes, quatre massifs, formant la zone silurienne des Ardennes.

Ces quatre massifs sont tous constitués par des dépôts cambriens; on n'y connaît pas encore de Silurien supérieur ni de Silurien inférieur. Il y a deux grands massifs, ceux de Rocroi et de Stavelot, ce dernier appelé par les Allemands Hohe Venn [les Hautes Fanges], et deux massifs plus petits, les massifs de Serpont et de Givonne.

Le massif de Rocroi, celui de Serpont et les Hautes Fanges sont situés sur un seul et même alignement; le petit massif de Givonne est situé au-dessus de Sedan, au sud du massif de Rocroi. Tous ces massifs ont, comme le Dévonien encaissant, leurs couches inclinées vers le sud, en raison du renversement général. Les géologues belges admettent qu'il y avait discordance, à l'origine, avec le Dévonien, tandis que les observations des géologues allemands ne conduisent pas à cette hypothèse, du moins avec le même degré de certitude.

Le massif de Rocroi est situé sur le bord sud-ouest des Ardennes, et se montre coupé en biais par ce bord au sud d'Hirson, de sorte que sa forme rappelle celle d'une ellipse qui aurait été coupée obliquement. Il se prolonge en tous cas vers l'ouest, au delà des fractures marginales, sous une partie des sédiments mésozoïques du bassin de Paris. La Meuse coule à travers ce massif et y a ouvert une belle coupe; von Lasaulx a décrit le plongement isoclinal vers le S.E. qu'y affectent tous les terrains, depuis Mézières, au sud, dans le Dévonien, à travers le massif cambrien de Rocroi et le

Dévonien de son flanc septentrional, jusqu'au Calcaire carbonifère du bassin de Dinant, au nord<sup>1</sup>.

On voit dans l'alignement des trois massifs de Rocroi, de Serpont et des Hautes Fanges se répéter très nettement la direction des couches houillères, d'abord orientées vers l'E.N.E., puis vers le N.E.; et à l'extrémité des Hautes Fanges, dans le voisinage de Düren, à l'est d'Aix-la-Chapelle, cette direction passe avec une égale netteté à celle du N.N.E.

Le massif de Stavelot commence au nord-ouest d'Houffalize et s'étend jusqu'aux environs de Düren. Il est plus large dans sa moitié méridionale et se dirige alors, en s'incurvant légèrement, d'abord vers le N.E., puis de plus en plus vers le N.N.E. C'est là, sans doute, la même sigmoïde que décrit la direction des couches houillères en traversant la vallée du Rhin. Le massif des Hautes Fanges se comporte, vis-à-vis des couches houillères, comme la masse calcaire du Sentis et ses prolongements vis-à-vis du renversement de la Mollasse. Toute la partie nord de l'anticlinal des Hautes Fanges se trouve aussi formée de couches renversées, et la courbure sigmoïde se fait sentir avec toute son intensité sur le versant occidental de l'extrémité du massif. A Mérode en effet, comme l'a montré Holzapfel, l'étage le plus élevé qui entre dans la constitution du flanc sud-est, le Dévonien inférieur, arrive à chevaucher sur le flanc occidental de la voûte, ainsi que sur le Dévonien supérieur et le Carbonifère; et, au sud de cette localité, plusieurs décrochements parallèles, accompagnés d'autant de rejets successifs, recourent le flanc occidental<sup>2</sup>.

Les faits signalés jusqu'à présent peuvent suffire pour montrer

1. A. v. Lasaulx, *Ueber die Tektonik der französischen Ardennen, und die Natur der dort auftretenden Eruptivgesteine* (Verhandl. Naturhist. Vereines der preuss. Rheinlande und Westfal., XL, 1883, Sitzungsber., p. 110-139.) — La « Faille de Remagne » de Gosselet, sur le flanc S.E. du petit massif de Givonne, est un pli-faille inverse; Gosselet, *Sur la Faille de Remagne et sur le métamorphisme qu'elle a produit* (Annales Soc. Géol. du Nord, XI, 1883-1884, p. 176-190). Je n'ai pas jugé nécessaire d'entrer ici dans le détail de la question controversée de savoir s'il y a ou non entre les anticlinaux cambriens renversés et le Dévonien inférieur une discordance originelle de stratification, car la structure imbriquée est admise par tout le monde. Je n'ai pas non plus parlé de la question de l'existence de traces d'une intrusion granitique sous les Hautes Fanges; A. von Lasaulx, *Der Granit unter dem Cambrium des hohen Venn* (Verhandl. Naturhist. Verein. Rheinl. Westfal. XLI, 1884, p. 418-430); Dewalque, *Sur les filons granitiques et les poudingues de Lammersdorf* (Annales Soc. Géol. de Belgique, XII, 1885, p. 158-163).

2. E. Holzapfel, *Die Lagerungsverhältnisse des Devon zwischen Roer- und Vichtthal* (Verhandl. Naturhist. Verein. Rheinl. Westfal., XL, 1883, p. 397-420, carte, pl. VII); G. Dewalque, *Sur la terminaison N.E. du massif cambrien de Stavelot* (Annales Soc. Géol. de Belgique, XI, 1884, Bull., p. cxix-cxxv). A ce point de vue, mon opinion diffère essentiellement de celle d'un géologue familier avec ces sortes de faits, Lossen: Lossen voit dans

les analogies de structure qui existent entre le bord septentrional du massif rhénan et le bord septentrional des Alpes; je me dispenserai donc d'entrer dans plus de détails.

Les massifs cambriens des Ardennes, dont nous venons d'étudier l'extrémité aux environs de Düren, ne se prolongent pas au delà du Rhin. De nombreuses séries d'anticlinaux et de bassins renversés, où le terrain dévonien se montre seul au jour, constituent désormais tout le territoire montagneux<sup>1</sup>. Leur direction reste constamment N.E. et est assez nettement indiquée par la façon dont les plis viennent disparaître sur le bord oriental du Sauerland, du Westerwald et du Taunus<sup>2</sup>, ainsi que par la forme générale de ces tronçons eux-mêmes. Toujours est-il que du côté du sud la fréquence des renversements semble être moindre; des flancs de synclinaux plongeant au N.W., ayant conservé par conséquent leur inclinaison normale, alternent plus souvent avec des flancs d'anticlinaux plongeant au S.E. Sur la bordure extrême, au sud, depuis Homburg von der Höhe jusqu'à la vallée de la Nahe, en passant par Wiesbaden, von Dechen indique une zone de schistes sériciteux et de gneiss comme servant de substratum à la chaîne dévonienne plissée<sup>3</sup>. La

cette courbure du massif de Stavelot, ainsi que dans celle des bassins de l'Eifel situés plus au sud, le résultat d'une torsion ou déformation de l'anticlinal, affectant à l'origine la direction du système des Pays-Bas, par le plissement hercynien ultérieur. Dans ce cas, il ne se serait pas produit, à mon avis, une pareille déviation des anticlinaux existants, mais bien un nouveau ridement transversal du massif plissé; en d'autres termes, il y aurait eu interférence. J'ajouterai aussi que le système rayonnant des filons de St. Andreasberg, représenté ici même (I, fig. 22, p. 160) d'après Lossen, ressemble trop à l'effet d'une torsion pour que je ne doive pas considérer encore aujourd'hui provisoirement cette explication comme la plus convenable; par contre, il ne me paraît pas possible de reconnaître, d'après les données publiées jusqu'ici, un gauchissement (*Umstauung*) de tout le système plissé du Harz; K. A. Lossen, *Ueber das Auftreten metamorphischer Gesteine in den alten paläozoischen Gebirgskernen von den Ardennen bis zum Altvatergebirge und über den Zusammenhang dieses Auftretens mit der Falten-Verbiegung (Torsion)*, Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst. für 1884, p. 56-112; A. von Groddeck ne voit dans le Harz que le plissement du système des Pays-Bas, et cette opinion me paraît en harmonie avec les observations publiées jusqu'à présent (Jahrb. für 1882, p. 73, note).

[1. O. Follmann, *Ueber die unterdevonischen Schichten bei Coblenz* (Verhandl. Naturhist. Ver. Rheinl., XLVIII, 1891, p. 117-173); O. Follmann, *Die Eifel* (Forschungen zur deutschen Landes- u. Volkskunde, VIII, Heft 3, p. 193-282, Stuttgart, 1894).]

[2. H. von Dechen, *Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen*, 1:80 000, feuille supplémentaire (36) : Waldeck-Cassel, dressée par F. Beyschlag, A. Denkmann, E. Kayser et A. Leppla, Berlin, 1892).]

[3. J. Gosselet, *Deux excursions dans le Hundsrück et le Taunus* (Annales Soc. Géol. du Nord, XVII, 1890, p. 300-342). La plupart des géologues admettent actuellement que les formations les plus anciennes de cette coupe font encore partie du terrain dévonien; E. Holzapfel, *Das Rheinthal von Bingerbrück bis Lahustein* (Abhandl. K. Preuss. Geol. Landesanst. Neue Folge, Heft 15, 1893, 124 p., 16 pl., 1 carte à 1:100 000); A. Leppla, *Zur Geologie des linksrheinischen Schiefergebirges* (Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst., XVI, 1895, p. 74-89); voir aussi A. Rothpletz, *Das Rheinthal unterhalb Bingen* (Ibid., XVI, 1895, 2. Abt., p. 10-39, pl. I, II).]

situation de ces roches anciennes est la même que celle des schistes anciens du cap Lizard et de Prawle Point, du côté interne de la chaîne dévonienne de la Cornouaille. D'après C. Koch, ce serait l'axe d'un anticlinal symétrique, le long duquel affleurent, près du bord méridional du Taunus, des gneiss à séricite. A ces gneiss succèdent, de chaque côté, des schistes sériciteux verts, puis les phyllades du Taunus, alternant avec des bancs de quartzite. Cet anticlinal passe le Rhin à Assmannshausen, en se dirigeant vers le S.W. Le long du fleuve, les étages supérieurs de la série affectée par cet anticlinal sont seuls visibles : ils se sont rejoints au-dessus du gneiss, et plus au S.W., sur la rive gauche du Rhin, ils disparaissent de même sous les couches désormais continues des quartzites du Taunus, qui bientôt disparaissent à leur tour sous les schistes du Hunsrück<sup>1</sup>.

*b. Les montagnes du Rhin en amont de Bingen*<sup>2</sup>. — Au bord méridional du massif dévonien plissé s'adosse directement le bassin houiller de la Sarre, qui présente une structure essentiellement différente; son substratum est inconnu; sur le terrain houiller repose en concordance, et sans séparation tranchée, le Rothliegende<sup>3</sup>. Les couches sont affectées d'ondulations et de nombreuses fractures (fig. 28). Von Dechen en a énuméré toute une série pour montrer jusqu'où était poussé le morcellement de l'écorce terrestre dans cette région<sup>4</sup>. Une faille colossale limite le terrain houiller au sud; d'après les calculs de Kliver, l'amplitude de la dénivellation y atteint 4 000 m. à Bexbach et à Saint-Ingbert, 3 000 m. à Dudweiler. Au sud de Sarrebrück, cette faille dépasse notablement Forbach dans la direction de Saint-Avold et se prolonge vers la France, en s'infléchissant probablement vers l'W.S.W.; vers le N.E., Lepsius l'a suivie jusqu'au delà d'Alzey, dans la vallée du Rhin<sup>5</sup>.

1. C. Koch, *Ueber die Gliederung der rheinischen Unterdevon-Schichten zwischen Taunus und Westerwald* (Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst. für 1880, p. 198 et suiv., coupe, pl. VI).

[2. Sur la stratigraphie et les roches éruptives de cette région, consulter R. Lepsius, *Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten*, in-8°, I, Stuttgart, 1889-92, p. 339-766 : *Das Oberrheinische Gebirgssystem*.]

[3. M. Kliver, *Ueber die Fortsetzung des Saarbrücker productiven Steinkohlengebirges in der Bayerischen Pfalz* (Zeitschr. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Preuss. Staat., XL, 1892, p. 471-493, Taf. 17); L. Rosenthal, *Setzt die Saarbrücker Steinkohlenformation unter dem pfälzischen Deckgebirge fort?* (Zeitschr. f. prakt. Geol., [II], 1894, p. 88-91); C. W. v. Gümbel, *Neuere Aufschlüsse im Pfalz-Saarbrücker Steinkohlengebirge auf bayerischem Gebiete* (Ibid., [II], 1896, p. 167-174); C. Dütting, *Neue Aufschlüsse im Saarbrücker Steinkohlenbezirke* (Verhandl. Naturhist. Ver. Preuss. Rheinl., LIV, 1897, p. 281-294, pl. III).]

4. H. von Dechen, *Uebersicht der Rheinprovinz*, p. 269-273.

5. H. von Dechen, ouvr. cité, p. 261; on trouve des renseignements instructifs sur le

Ainsi, ce lambeau transgressif est nettement séparé des hauteurs plus méridionales par un affaissement gigantesque, le long de frac-

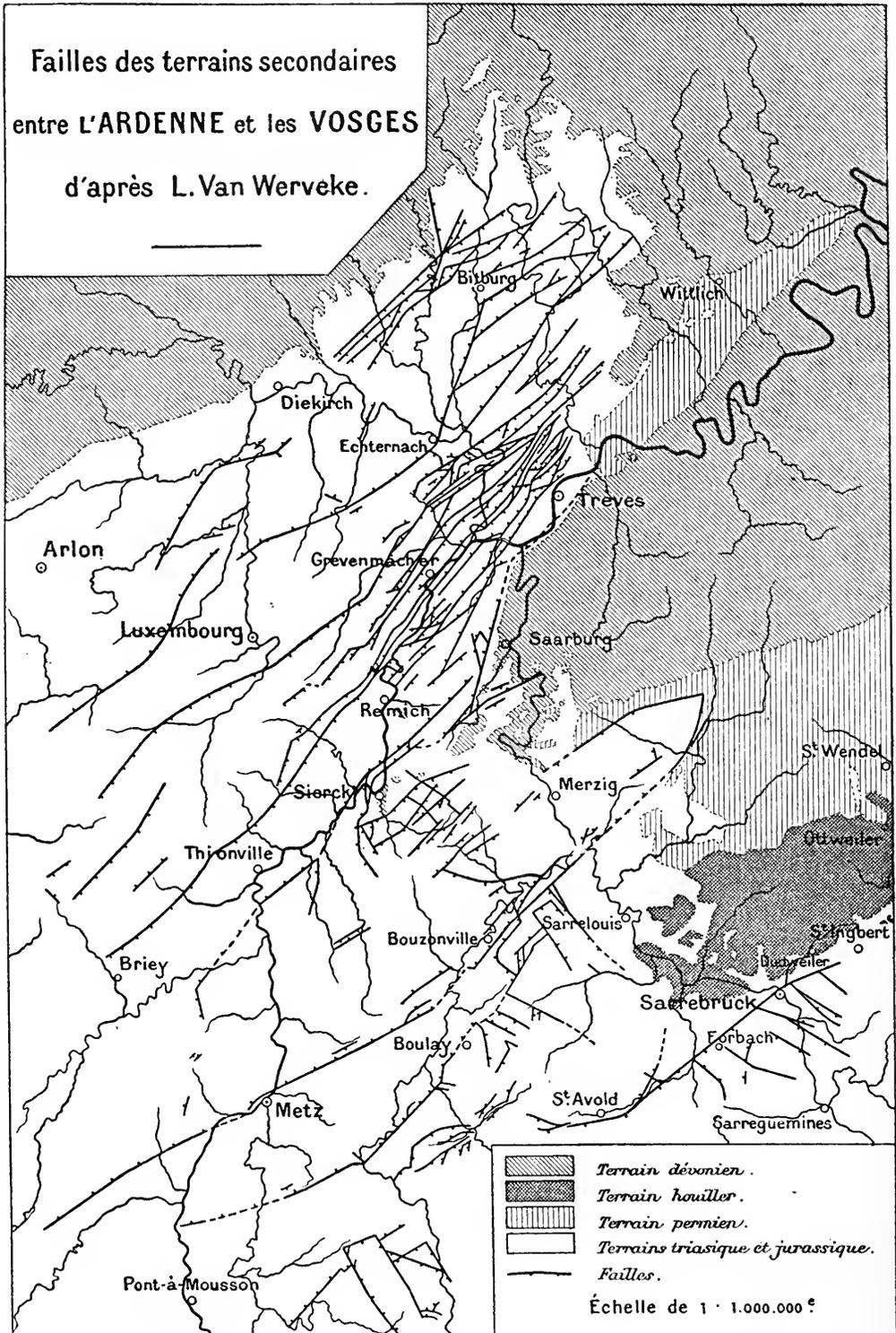


FIG. 28.

tures qui suivent, en somme, la direction de la chaîne dévonienne ;  
parcours à peu près, mais non exactement, concordant d'une faille beaucoup plus récente  
dans G. Meyer, *Ueber die Lagerungsverhältnisse der Trias am Südrande des Saarbrücker*

mais il ne faut pas oublier que ces grands mouvements sont beaucoup plus récents que les plis dont nous étudions les relations. Ce voussoir affaissé est lui-même quelque peu plissé, soit par suite de la compression qu'il a subie en s'affaisant, soit par l'effet de mouvements posthumes. Il y a là une certaine analogie lointaine avec la grande fosse (*Graben*) écossaise d'Édimbourg et de Glasgow.

Vers le N. E., d'ailleurs, les choses se passent d'une autre manière. Sur le versant occidental du Spessart, à l'est d'Hanau et d'Aschaffenburg, se montrent des gneiss et des schistes cristallins; de même, les prolongements septentrionaux de l'Odenwald s'approchent, dans les environs de Darmstadt, jusqu'à 30 kilomètres du bord méridional du Taunus, et n'en sont séparés que par les formations récentes de la vallée du Rhin<sup>1</sup>. A l'Odenwald se rattachent ensuite, de l'autre côté du Rhin, les affleurements de roches anciennes du versant est de la forêt de la Hardt, pointant comme dans l'Odenwald et le Spessart sous une épaisse couverture de Grès bigarré<sup>2</sup>, et plus au sud encore s'élèvent les grands horsts des Vosges et de la Forêt-Noire.

On a vu plus haut comment ce massif s'est écroulé et comment

*Steinkohlengebietes* (Mittheil. Commiss. f. Geol. Landes-Unters. v. Elsass-Lothlr., I, 1886, p. 1-15). [Voir aussi A. Leppla, *Der südliche Hauptsprung zwischen Saarbrücken und Neunkirchen* (Verhandl. Naturhist. Ver. Preuss. Rhein., LIV, 1897, p. 17, 18). Le morcellement des terrains secondaires est encore plus extrême, comme le montre la fig. 28 (d'après les *Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte des westlichen Deutsch-Lothringen*, in-8°, Strassburg, 1889, Taf. II); pour le prolongement de ces cassures en territoire français, voir G. Rolland, *Sur les gisements de minerais de fer oolithiques du nouveau Bassin de Briey, Meurthe-et-Moselle* (C. R. Acad. Sc., CXXVI, 1898, p. 285-290, carte).]

[1. H. Bücking, *Der nordwestliche Spessart, geologisch aufgenommen und erläutert von —*, in-8°, 274 p., 3 pl., 1 carte à 1:100 000, Berlin, 1892 (Abhandl. K. Preuss. Geol. Landesanst. Neue Folge, Heft 12); *Das Grundgebirge des Spessarts* (Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst. f. 1889, X, p. 28-98, 1 pl.); *Die Lagerungsverhältnisse im Grundgebirge des Spessarts* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XEVIII, 1896, p. 372). C. Chelius, *Betrachtungen über die Entstehung des Odenwaldes* (Notizbl. Ver. f. Erdkunde, Darmstadt, 4. Folge, XIII, 1892, p. 13-18); G. Klemm, *Ueber die genetischen Beziehungen des krystallinen Grundgebirges im Spessart* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLVII, 1895, p. 581-594); K. v. Kraatz-Koschla, *Die Barytvorkommen des Odenwaldes* (Abhandl. Grossh. Hess. Geol. L. A., Darmstadt, III, Heft 2, 1897, p. 55-76, 3 pl.); C. Chelius, *Uebersichtskarte des Odenwaldes*, Stuttgart, 1898; A. v. Reinach, *Das Rothliegende in der Wetterau und sein Anschluss an das Saar-Nahegebiet*, in-8°, 34 p., Berlin, 1892 (Abhandl. K. Preuss. Geol. Landesanst., Neue Folge, Heft 8); le même, *Geologische Uebersichtskarte der Randgebirge des Mainzer Beckens, mit besonderer Berücksichtigung des Rothliegenden*, 1:200 000, Berlin, 1892; Fr. Kinkel, *Die Tertiär- und Diluvialbildungen des Untermainthales, der Wetterau und des Südabhanges des Taunus*, in-8°, 302 p., pl., 2 cartes à 1:170 000, Berlin, 1892 (Abhandl. zur Geol. Specialkarte von Preussen u. den Thüringischen Staaten, IX, Heft 4); *Erläuterungen zu den geologischen Übersichts-Karten der Gegend zwischen Taunus und Spessart* (Ber. Senckenberg. Naturf. Ges., Frankfurt, 1889, p. 324-351, 2 cartes à 1:170 000); *Eine Episode aus der mittleren Tertiärzeit des Mainzerbeckens* (Ibid., 1890, p. 109-124).]

[2. A. Leppla, *Ueber das Grundgebirge der pfälzischen Nordvogesen (Hart-Gebirge)* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLIV, 1892, p. 400-438, pl. XXIII).]

les plateaux mésozoïques se sont affaissés tout autour, les hauteurs actuelles n'étant que les débris d'une chaîne autrefois continue (I, p. 252-256). Semblables aux vestiges d'un antique édifice entouré de murailles en ruines, ces fragments restent debout, et nous avons à considérer non pas les remparts à moitié démolis qui les entourent, mais l'ordonnance de l'ancienne construction elle-même, dans ses fragments demeurés intacts : il faut relever les joints des pierres de taille, ou suivre peut-être quelque corniche encore reconnaissable, pour reconstituer à l'aide de ces débris le plan primitif. D'après cela, je devrais examiner la direction des couches et la succession des terrains dans chacun de ces horsts, mais ce travail a déjà été fait d'une manière très complète par Rich. Lepsius, qui a utilisé tous les documents réunis depuis P. Merian; je n'ai donc qu'à en exposer ici les résultats<sup>1</sup>.

Tous les affleurements de terrains anciens qui s'étendent de part et d'autre de la vallée du Rhin, du Jura au Taunus, ont une direction commune, parallèle à celle du Taunus. Toute cette chaîne archéenne, aujourd'hui morcelée en fragments, a été plissée jadis par une force tangentielle agissant du S.S.E. au N.N.W. Le gneiss, les micaschistes et des bandes isolées de Dévonien et de Culm épousent cette commune direction<sup>2</sup>; cette régularité d'allures n'est troublée que par l'intrusion de masses granitiques<sup>3</sup>, mais ces dérangements sont très localisés. Le plissement s'est produit vers la fin de l'époque houillère<sup>4</sup>. Sur cette chaîne plissée se sont déposées des couches épaisses de 1 200 à 1 500 mètres, allant du Rothliegende supérieur aux derniers étages du terrain jurassique; puis la chaîne s'écroula suivant de grandes lignes de fracture; c'est d'au moins 2 500 mètres que les plateaux de Trias et de Jurassique se sont affaissés, depuis les temps tertiaires jusqu'à l'époque actuelle<sup>5</sup>.

1. Rich. Lepsius, *Die oberrheinische Tiefebene und ihre Randgebirge* (Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, herausgeg. von R. Lehmann, I, Heft 2, in-8°, Stuttgart, 1885, p. 52 et suiv.).

[2. E. Cohen, *Das obere Weilerthal und das zunächst angrenzende Gebirge* (Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Elsass-Lothringen, III, Heft 3, 1889, p. 135-271, carte à 1 : 75 000); R. Herrmann, *Das Kulmgebiet von Lenzkirch im Schwarzwald* (Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. B., VII, 1892, p. 1-35, pl. I : carte).]

[3. W. Deecke, *Der Granitstock des Elsässer Belchen in den Südvogesen* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLIII, 1891, p. 839-878, 4 pl.); G. Linck, *Geognostische Beschreibung des Thalhorns im oberen Ammeriner Thal* (Mittheil. Geol. Landesanst. von Elsass-Lothringen, IV, 1892, p. 1-71, 3 pl.).]

[4. E. W. Benecke und L. van Werveke, *Ueber das Rothliegende der Vogesen* (Mittheil. Geol. Landesanst. von Elsass-Lothringen, III, 1890, p. 45-103).]

[5. Voir I, p. 262; voir aussi A. de Lapparent, *Conférence sur le sens des mouvements de l'écorce terrestre* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XV, 1886-87, p. 215-240; résumé critique par W. Kiliau, Neues Jahrb. f. Min., 1889, I, p. 79-83.); L. van

De l'extrémité méridionale de la Forêt-Noire et des Vosges jusqu'aux chevauchements des bassins houillers d'Aix-la-Chapelle et de la Ruhr, nous constatons donc l'existence d'un seul et même système de plis, datant, dans son ensemble, de la fin de l'époque carbonifère. La Forêt-Noire et les Vosges, prolongées au nord par les affleurements de roches anciennes du Spessart, aux environs de Hanau et d'Aschaffenburg, offrent les mêmes rapports avec le massif dévonien rhénan, depuis le Taunus jusqu'à la Ruhr, que les roches anciennes de la Bretagne et du Cotentin, en y comprenant les récifs gneissiques d'Eddystone, avec les plis du Devonshire et les couches houillères renversées du flanc nord des Mendips et du canal de Bristol.

C'est maintenant que nous pouvons pour la première fois embrasser du regard, dans toute sa largeur, ce grand arc des montagnes allemandes, dont le bord externe vient se raccorder dans le Nord de la France avec le bord externe de l'arc armoricain. Il n'est pas moins épais et ses plissements ne sont pas moins accusés que le faisceau des plis armoricains.

*c. Le Harz.* — Le contour de ce horst dessine une ellipse allongée de l'W.N.W. à l'E.S.E., mais les couches y sont dirigées transversalement à cette direction, c'est-à-dire E.N.E. ou N.E. (fig. 29). Ce fait est mis en évidence de la façon la plus nette par la belle carte du massif du Harz, due à Lossen<sup>1</sup>, ainsi que par les

Werveke, *Bemerkungen zu einigen Profilen durch geologisch wichtige Gebiete des Elsass* (Mittheil. Geol. Landesanst. Elsass-Lothringen, IV, 1893, p. 73-83, pl. IV-VII); le même, *Vogesen und Haardt* (Ibid., p. 85-88); *Die Entstehung des Rheinthales* (Mittheil. Philom. Ges. in Elsass-Lothr., 1897, 2. Heft); A. de Lapparent, *Note sur l'histoire géologique des Vosges* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXV, 1897, p. 6-29); *Note à propos de l'histoire de la vallée du Rhin* (Ibid., p. 727-730). — Pour des exemples détaillés, voir J. Valentin, *Die Geologie des Kronthals i. E. und seiner Umgebung* (Mittheil. Geol. Landesanst. Elsass-Lothr., III, 1890, p. 1-44, pl. I, II); A. Steuer, *Der Keupergraben von Balbronn* (Ibid., IV, 1896, p. 195-275, pl. XIII). — Sur les failles du versant occidental des Vosges, voir E. Schumacher, *Ueber Thal- und Terrassenbildung im Bitscher Kessel* (Mittheil. Philom. Ges. in Elsass-Lothr., 1895, 2. Heft, p. 5-18, 2 pl.). — Sur les rapports existant entre les failles de la vallée du Rhin et les tremblements de terre qui affectent encore aujourd'hui la région, voir R. Langenbeck, *Die Erdbebenscheinungen in der oberrheinischen Tiefebene und ihrer Umgebung* (Geogr. Abhandl. aus Elsass-Lothr., Heft 1, 1892, p. 1-120, pl. I); *Das Erdbeben vom 13. Januar 1895 im südlichen Schwarzwald* (Verhandl. Naturw. Ver. Karlsruhe, XI, 1895, 55 p., carte); E. Schumacher, *Die Strassburger Erdbeben und ihre Beziehungen zum Bau der mittelrhein. Gebirge*, in-8°, 12 p., Strasbourg, 1896 (Extr. des Strassb. Neueste Nachr., n° 28 et 30); K. Futterer, *Das Erdbeben vom 22. Januar 1896, nach den in Baden eingegangenen Berichten dargestellt* (Verhandl. Naturw. Ver. Karlsruhe, XII, 1896, 197 p., 2 cartes). — Pour un tracé d'ensemble du réseau des cassures tertiaires rhénanes, voir l'intéressant essai de C. Regelmann, *Tektonische Karte (Schollenkarte) Südwestdeutschlands, herausgegeben vom Oberrheinischen geologischen Verein*, 1 : 500 000, 4 feuilles, Gotha, 1898.]

[1. K. A. Lossen, *Geognostische Übersichtskarte des Harzgebirges*, 1 : 100 000,

nombreuses descriptions de détail qu'on en possède. Lossen pense que cette direction générale a été modifiée en certains points sous l'influence de plissements ultérieurs, hypothèse que von Groddeck ne considère pas comme démontrée<sup>1</sup>.

C'est le terrain dévonien qui forme la plus grande partie du Harz, et les ressemblances qu'il présente avec celui du massif schisteux rhénan sont si grandes que von Koenen n'hésite pas à admettre comme certaine sa continuité en profondeur<sup>2</sup>.

Deux culots granitiques, le Brocken et le Ramberg, font saillie au milieu du terrain dévonien; bien qu'ils ne s'alignent pas parallèlement aux terrains stratifiés, ils ressemblent néanmoins, par tous leurs traits essentiels, aux bosses de granite du massif dévonien de la Cornouaille. C'est tout au plus s'ils déterminent des perturbations locales dans l'allure des couches encaissantes.

L'ensemble de l'Oberharz représente, d'après von Groddeck, un grand anticlinal, dont les deux flancs renferment une succession de synclinaux et d'anticlinaux subordonnés. Le flanc sud-est est vertical ou renversé, tandis que le flanc nord-ouest a un pendage régulier<sup>3</sup>.

2 feuilles, Berlin, 1882; voir aussi A. von Groddeck, *Abriss der Geognosie des Harzes. Mit besonderer Berücksichtigung des nordwestlichen Theils*, 2. Aufl., in-8°, Clausthal, 1883; H. Moubroy Cadell, *The Harz Mountains, their geological Structure and History* (Proc. R. Physical Soc. Edinburgh, VIII, 1884, p. 207-266, carte, 1 pl.); J. H. Kloos, *Entstehung und Bau der Gebirge erläutert am geologischen Bau des Harzes*, in-8°, 90 p., 7 pl., Braunschweig, 1889; L. van Werveke, *Vergleich der tektonischen Verhältnisse der Vogesen mit denen des Harzes* (Mitteil. Geol. Landesanst. von Elsass-Lothr., IV, 1894, p. 143-147); A. von Koenen, *Ueber die Dislocationen westlich und südwestlich vom Harz und über deren Zusammenhang mit denen des Harzes* (Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst., XIV, 1893, p. 68-82); F. Klockmann, *Beiträge zur Erzlagerstättenkunde des Harzes* (Zeitschr. f. prakt. Geol., [1], 1893, p. 385-388, 466-471); O. Luedecke, *Die Minerale des Harzes*, 2 vol. in-8° et atlas, Berlin, 1896; O. Lang, *Die Bildung des Harzgebirges*, 32 p., 2 pl., Hamburg, 1896 (Sammlg. Gemeinverst. Vortr., Heft 236, 237), et *Ein Beitrag zur Bildungsgeschichte der Harzgebirges* (Festschr. z. 100jahr. Best. der Naturhist. Ges. zu Hannover, 1897, 11 p., 2 coupes).]

1. A. von Groddeck, Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst. für 1882, p. 73, note; voir ci-dessus, p. 153, note 2.

2. Voir notamment A. von Koenen, *Ueber Dislokationen westlich und südwestlich vom Harz* (Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst. für 1884, p. 45).

3. A. von Groddeck, *Zur Kenntniss des Oberharzer Culm* (Ibid. für 1882, p. 67). [Voir aussi W. Langsdorff, *Geologische Karte des Westharzes*, 1 : 25 000, Clausthal, 1888; le même, *Beiträge zur geologischen Kenntniss des nordwestlichen Oberharzes, insbesondere in der Umgebung von Lautenthal und im Innerstethal* (Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst., X, 1889, [3], p. 104-123); J. H. Kloos, *Die geognostischen Verhältnisse am nordwestlichen Harzrand zwischen Seesen und Hahausen* (Ibid., XII, 1891, p. 126-153);

#### LÉGENDE DE LA FIGURE 29.

1. « Hercynien » ; 2. Dévonien inférieur ; 3. Dévonien moyen et supérieur ; 4. Carbonifère inférieur ; 5. Diabases interstratifiées ; 6. Granité ; 7. Gabbro ; 8. Terrain houiller ; 9. Terrain permien ; 10. Porphyre, mélaphyre, porphyrite. etc. ; 11. Terrains secondaires et tertiaires ; 12. Alluvions et loess.

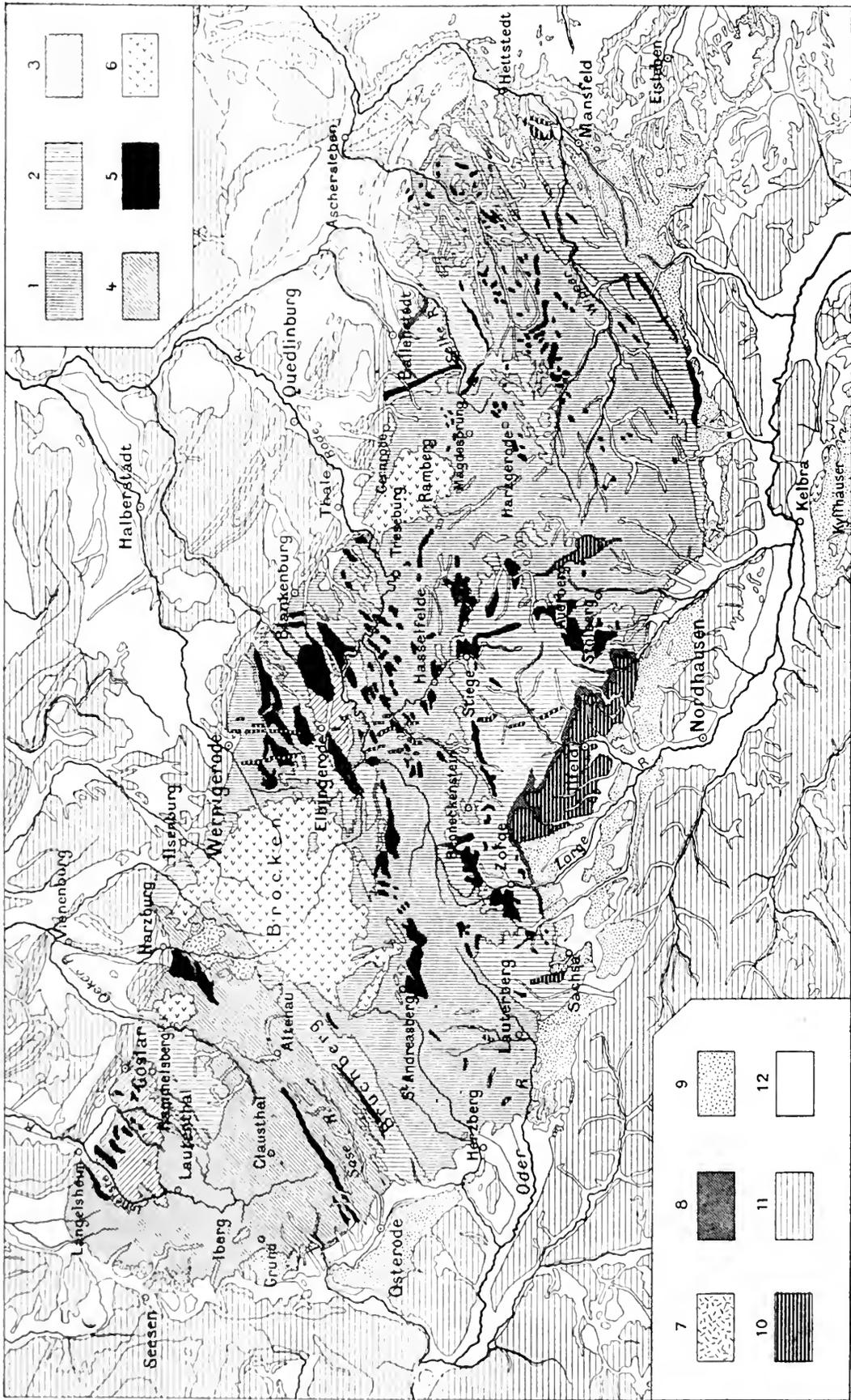


FIG. 29. — Carte géologique du Harz, d'après Lossen et Lepsius. Échelle de 1 : 600 000.



Dans le Harz moyen<sup>1</sup>, Kayser signale le grand anticlinal de Dévonien inférieur qui, de Herzberg et de Lauterberg, sur le bord sud-ouest du massif, va vers l'E.N.E. et le N.E., en le traversant dans la direction du Ramberg, et qu'accompagnent, au nord comme au sud, de nombreux plis parallèles<sup>2</sup>. On voit au nord, en particulier, sur le flanc sud-ouest du Brocken, des plis butant directement contre le culot granitique et dont des lambeaux ont été conservés à l'état de calotte métamorphisée sur le dos de ce laccolithe, qui n'a été amené au jour que par l'érosion. La plupart de ces plis sont renversés vers le N.W. (fig. 30). Dans la partie sud-est du Harz domine encore, il est vrai, la même direction, mais on n'y observe plus ce renversement général au N.W. : les faits exposés par Lossen montrent au contraire que, sur le bord sud-est, il y a un renversement des strates en sens opposé, de telle sorte que cette partie du massif présente une structure en éventail<sup>3</sup>. On se sou-

F. Klockmann, *Uebersicht über die Geologie des nordwestlichen Oberharzes* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLV, 1893, p. 233-287); M. Koch, *Zusammensetzung und Lagerungsverhältnisse der Schichten zwischen Bruchberg-Acker und dem Oberharzer Diabaszug* (Ibid., XV, 1894, p. 183-198); Fr. Behme, *Geologischer Führer durch die Umgebung der Stadt Harzburg, einschliesslich Ilsenburg, Brocken, Altenau, Oker und Vienenburg*, in-8°, 96 p., carte, Hannover-Leipzig, 1895; le même, *Geologischer Führer in die Umgebung von Goslar*, in-8°, 107 p., ibid., 1895; F. Rinne, *Ueber Diabasgesteine in mitteldevonischen Schieferungen aus der Umgebung von Goslar am Harz* (Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. X, 1895-96, p. 363-411); W. Langsdorff, *Ueber das Gangsystem des nordwestlichen Oberharzes* (Zeitschr. f. prakt. Geol., [II], 1894, p. 323-324; [III], 1895, p. 383-385); F. Klockmann u. a., *Der Berg- und Hüttenwesen des Oberharzes*, in-8°, 4 cartes, Stuttgart, 1895; W. Langsdorff, *Beiträge zur Kenntniss der Schichtenfolge und Tektonik im nordwestlichen Oberharz*, 29 p., 1 carte, 8 pl., Clausthal, 1898; Fr. Behme, *Geologischer Führer durch die Umgebung der Stadt Clausthal im Harz, einschliesslich Wildemann, Grund und Osterode*, in-8°, 172 p., 5 cartes, Hannover-Leipzig, 1898.]

[1. Les études de détail poursuivies dans ces dernières années aux environs d'Elbingerode ont montré que l'interprétation de la stratigraphie de l'Unterharz donnée par Lossen doit être complètement modifiée; la découverte de fossiles du Culm dans des schistes considérés comme dévoniens tend à atténuer dans une large mesure le contraste que ce géologue avait cru reconnaître par rapport aux environs de Clausthal; les renversements et les chevauchements n'en prennent d'ailleurs qu'une importance plus grande. Voir M. Koch, *Nachweis von Culm und Chyngnenienkalk im Unterharz* (Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst., XVI, 1895, p. 125-126); L. Beushausen, A. Denckmann und M. Koch, *Neue Beobachtungen aus dem Unterharze* (Ibid., p. 127-130); M. Koch, *Gliederung und Bau der Culm- und Devonablagerungen des Hartenberg-Büchenberger Sattels nördlich von Elbingerode im Harz* (Ibid., p. 131-164, pl. VIII); M. Koch, *Überblick über die neueren Ergebnisse der geologischen Forschung im Unterharz* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLIX, 1897, Verhandl., p. 5-19); et *Ueber die Umdeutung der geologischen Verhältnisse im Unterharz* (Ibid., L, 1898, Protok., p. 21-28). — Il n'a pas été tenu compte de ces modifications sur la fig. 29.]

2. E. Kayser, *Ueber das Spaltensystem am S.W.-Abfall des Brockenmassives, insbesondere in der Gegend von St. Andreasberg* (Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst. für 1881, p. 424).

3. Lossen, *Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und der Thüringischen Staaten; Gradabth. 56, Nr. 30, Blatt Wippra*, 1883, p. 36.

vient qu'il en est de même dans le massif schisteux rhénan, où le renversement vers le nord-ouest diminue d'intensité en approchant du bord sud-est des montagnes.

Le Harz n'est donc bien qu'un fragment du massif schisteux rhénan<sup>1</sup>.

*d. Les montagnes de la Saxe*<sup>2</sup>. — La direction des couches de

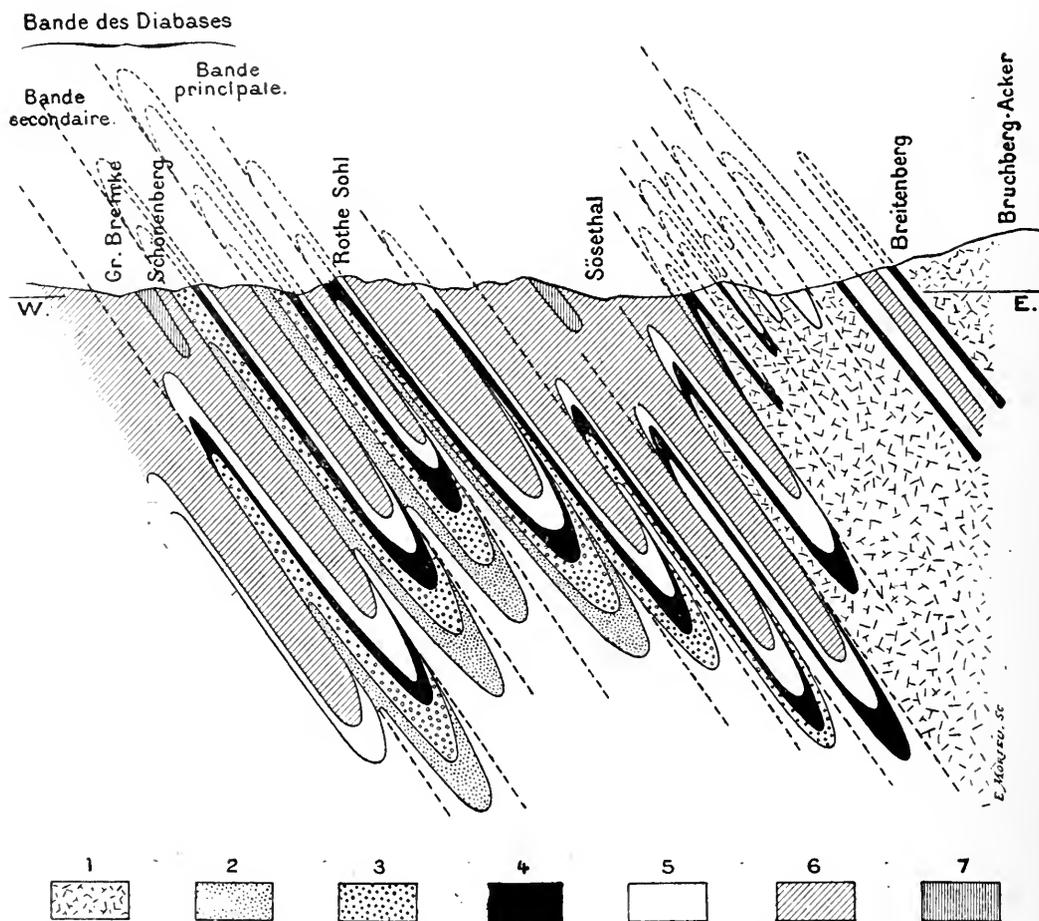


FIG. 30. — Coupe du synclinal carbonifère de la Söse (Oberharz), d'après Max Koch (*Jahrbuch der K. Preussischen Geologischen Landesanstalt für 1894*, XV, p. 187).

Dévonien inférieur : 1. Quartzite du Bruchberg. — Dévonien moyen : 2. Schistes de Wissenbach et diabases grenues; 3. Couches à Stringocéphales et tufs. — Dévonien supérieur : 4. Schistes à Cypridines et diabases variolitiques. — Carbonifère inférieur : 5. Schistes siliceux et adinoles. 6. Schistes à Posidonies et Grauwacke de Clausthal; 7. Grauwacke de Grund. — Échelle (longueurs et hauteurs) = 1 : 100 000.

la Forêt-Noire, orientées vers l'E.N.E. et le N.E., nous conduit au milieu du grand champ de fractures du Sud de l'Allemagne. Le

[1. Des lambeaux de terrains paléozoïques plissés, dont la disposition est fort analogue à celle du Harz, et recouverts de même en discordance par des grès et des porphyres permien, existent également plus au N., aux environs d'Alvensleben; voir F. Klockmann, *Der geologische Aufbau des sogenannten Magdeburger Uferlandes* (Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst., XI, 1890, p. 118-256, pl. XVI-XIX : carte).]

[2. Voir la *Geologische Karte des Deutschen Reichs* de R. Lepsius, Sect. 19 (Dresden).]

pays situé au nord de Tübingen et de Nuremberg doit avoir pour substratum, en profondeur, le prolongement de la Forêt-Noire, et aussitôt que les fractures marginales de l'effondrement sont franchies, au delà de Baireuth, les roches anciennes reparaissent avec la même direction que dans la Forêt-Noire.

La crête principale de l'Erzgebirge prolonge jusqu'à l'Elbe la direction N.E. Du côté de la Bohême, elle est coupée par une grande fracture, contre laquelle s'élevait autrefois une longue rangée de volcans tertiaires. Mais du côté de la Saxe et de la Thuringe vient une série de grands plis parallèles, poussés vers le N.W., et formant tout le massif jusque fort avant dans la plaine.

Nous examinerons d'abord le Fichtelgebirge et le Frankenwald. La structure de ces montagnes est déterminée par deux directions : l'une, la plus importante, est celle du N.E. ; l'autre, celle du N.W. Mais Gumbel a justement fait ressortir que la première, celle qui est la plus générale, se traduit par des plissements, et la seconde par des fractures ; or les plissements nous intéressent seuls ici, et non les fractures, dont l'âge est beaucoup plus récent<sup>1</sup>. Il ressort en outre des descriptions très détaillées de Gumbel que les puissantes intrusions granitiques du Fichtelberg et de Selb, où l'Eger prend sa source, ont si peu d'influence sur la direction générale S.W.-N.E. du gneiss et des roches schisteuses anciennes que, même dans le lambeau cambrien de Wunsiedel, enveloppé de trois côtés par le granite, cette orientation normale persiste sans subir le moindre changement. Le Fichtelgebirge ne forme ainsi que l'extrémité occidentale de l'Erzgebirge, et la même direction continue à régner depuis les fractures qui jalonnent le bord de l'effondrement du Sud de l'Allemagne, à Goldkronach, jusqu'à l'Elbe. Quant à l'Erzgebirge, il forme le trait caractéristique de tout le massif montagneux de la Saxe.

Vers le nord, cette chaîne principale est suivie d'abord, du côté de l'ouest, par des schistes paléozoïques étroitement plissés ; puis, au milieu de ces schistes, se dresse le large massif gneissique de Münchberg, dont la forme est elliptique. A partir des fractures marginales, il s'étend au N.E. jusque dans le voisinage immédiat de la ville de Hof<sup>2</sup>, où le Cambrien paraît, formant la bordure même de ce massif de gneiss. Il nous fournit l'image, et la chose

1. C. W. Gumbel, *Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde und dem Westlichen Vorlande* (*Geogn. Beschreib. des Königr. Bayern*, III), in-8°, Gotha, 1879 ; en particulier p. 97, 628 et suiv.

[2. C. Fr. Leyh, *Beiträge zur Kenntniss des Paläozoicum der Umgegend von Hof a. Saale* (*Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XLIX, 1897, p. 504-560, pl. XVII, XVIII).]

est des plus instructives, d'un noyau gneissique des Alpes qui aurait été nivelé presque jusqu'à sa base. Les petits plissements et les froissements secondaires ont disparu; le contour elliptique simplifié et le renversement vers le N.W. sont restés <sup>1</sup>.

Cette direction du N.E. se maintient à travers tout le Frankenthal et même dans le Thüringerwald, tant que les terrains anciens ne sont pas recouverts par les roches permienes. Nous savons que le Thüringerwald est un horst, limité d'un côté par le prolongement des fractures bordières de la grande dépression du Sud de l'Allemagne, qui s'étend jusqu'au delà de Cobourg et de Meiningen, et de l'autre par les fractures bordières de la dépression septentrionale, aux environs de Gotha et de Weimar (fig. 31). Ainsi, dans le Thüringerwald, l'orientation du massif montagneux est perpendiculaire à celle des couches qui le constituent, et cette chaîne de hauteurs reproduit la structure du Cotentin <sup>2</sup>. Quant à l'Est de la Thuringe, Liebe en a décrit les plissements réguliers, qui datent principalement de l'époque carbonifère, comme le montre l'allure transgressive du Permien <sup>3</sup>.

1. C. W. Gümbel, Ouvr. cité, p. 633, et ailleurs.

2. La direction N.E. des plis du Thüringerwald est nettement représentée sur la carte d'ensemble de Richter dans la Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., III, 1851, pl. XX, ainsi que dans H. Credner, *Versuch einer Bildungsgeschichte der geognostischen Verhältnisse des Thüringer Waldes*, in-8°, 1855, et dans des travaux plus récents : voir par exemple H. Loretz, *Beitrag zur geologischen Kenntniss der cambrisch-phyllitischen Schieferreihe in Thüringen* (Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst. für 1881, p. 244), et surtout les feuilles correspondantes de la carte spéciale; dans le présent ouvrage, il a été question des fractures au t. I, p. 254. En ces derniers temps, Loretz a distingué dans le Sud-Est du Thüringerwald, outre le plissement serré et général dans le sens de l'Erzgebirge, d'autres ondulations affectant une très grande amplitude, dont la plupart se dirigent aussi vers le N.E., mais d'autres vers le N.W.; H. Loretz, *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XXXVIII, 1886, p. 468-469 [et *Zur Beurtheilung der beiden Hauptstreichrichtungen im südöstlichen Thüringer Walde, besonders in der Gegend von Gräfenthal* (Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst. f. 1885, VI, p. 84-104, 1886)]; H. Pröscholdt, *Ueber gewisse nicht hercynische Störungen am Südwestrand des Thüringer Waldes* (Ibid., VIII, 1887, p. 332-348). — Voir aussi F. Beyschlag, *Geognostische Übersichtskarte des Thüringer Waldes*, nach den Aufnahmen der K. Preussischen Geologischen Landesanstalt zusammengestellt, 1 : 100 000, Berlin, 1897; et *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XLVII, 1895, p. 596-607; Loretz, *ibid.*, p. 618-631; H. Pröscholdt, *Der Thüringer Wald und seine nächste Umgebung*, in-8°, 51 p. Stuttgart, 1891 (Forsch. z. deutschen Landes- u. Volkskunde, V, 6. Heft); F. Regel, *Thüringen. Ein geographisches Handbuch, I. Teil : Das Land, Grenzen, Bodengestalt und Gewässer, Schichtenaufbau und Entstehungsgeschichte, Klima*, in-8°, xvi-400 p., Jena, 1892; J. Walther, *Genetisches Modell des Thüringer Waldes* (*Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XLVIII, 1896, p. 712), et *Thüringer Landschaftsformen erläutert aus ihrem geologischen Bau* (Verhandl. 12<sup>ten</sup> Deutsch. Geographentages zu Jena, 1897. Berlin, 1897, p. 210-224); H. Mentzel, *Die Lagerstätten der Stahlberger und Klinger Störung in Thüringen* (*Zeitschr. f. prakt. Geol.*, [VI], 1898, p. 273-278); F. Beyschlag, *Die Kobaltgänge von Schweina in Thüringen* (Ibid., p. 1-4).]

3. K. Th. Liebe, *Uebersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens* (Abhandl. z. geol. Specialkarte von Preussen etc., V, 1884, p. 398-530, 2 cartes); et dans d'autres publications.

Renonçant à entrer dans les détails, j'aborde l'étude de la structure de la partie occidentale du royaume de Saxe. C'est encore un autre tronçon du même massif.

En 1876, H. Credner émit pour la première fois l'opinion que l'Erzgebirge n'est pas une chaîne de montagnes indépendante,

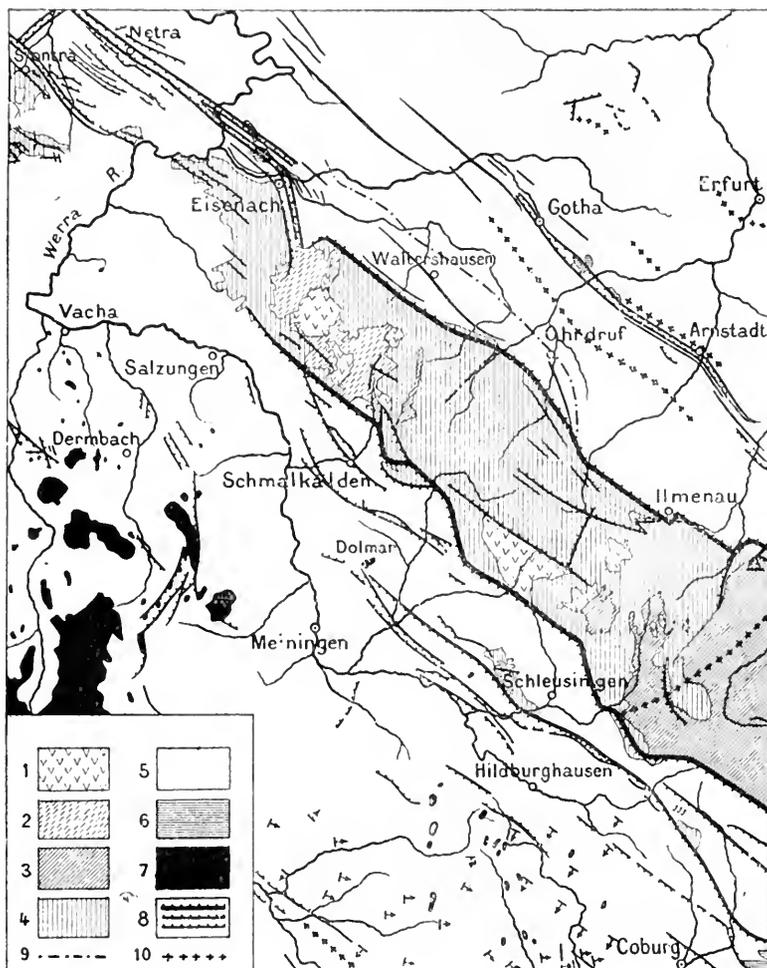


FIG. 31. — Le horst du Thüringerwald et ses failles bordières, d'après R. Lepsius et C. Regelman.

1. Granite; 2. Gneiss et schistes cristallins; 3. Terrain cambrien; 4. Terrain permien et roches porphyriques; 5. Trias; 6. Terrains jurassiques; 7. Basaltes tertiaires. — 8. Failles (l'épaisseur du trait est proportionnelle à l'importance de la dénivellation; les crans indiquent la lèvre abaissée); 9. Synclinaux; 10. Anticlinaux. — Échelle de 1 : 1 000 000.

mais bien plutôt le plus méridional de trois plis parallèles, orientés du S.W. au N.E., qui traversent l'Ouest de la Saxe. L'anticlinal suivant, dont la structure est très symétrique, correspond au massif granitique de la Saxe (*Sächsisches Mittelgebirge*), et le plus septentrional, en grande partie recouvert par les alluvions récentes

de la plaine, forme les monts de Liebschütz, près de Strehla, sur l'Elbe <sup>1</sup>.

De même qu'en avant de l'Erzgebirge occidental on trouve le massif gneissique elliptique de Münchberg, de même la chaîne est ici précédée par l'ellipse du Mittelgebirge saxon, immédiatement au N. de Chemnitz (fig. 32). Les villes de Glauchau, Rochlitz, Döbeln, Hainichen en indiquent approximativement le contour. L'ellipse est un peu plus grande que celle de Münchberg, la forme de la bordure est encore plus régulière et l'arasement plus avancé, mais les traits fondamentaux de la structure sont les mêmes, et la carte de ce massif, par Credner, exactement comme la carte du massif de Münchberg, par Gumbel, reproduit l'aspect d'un noyau de hautes montagnes, rasé jusqu'à ses fondements <sup>2</sup>.

L'intervalle qui sépare cette grande ellipse de l'Erzgebirge est remarquable. Une zone de Silurien succède aux roches archéennes de l'Erzgebirge; puis, à l'E. d'Hainichen et de Frankenberg, le gneiss de l'Erzgebirge reparait encore une fois sous la forme d'un coin de 20 kilomètres de long, et entre ce coin et le bord de l'ellipse viennent du Culm et des phyllades cambriens. Mais au S.W., dans la direction de Chemnitz, sur les schistes du Culm redressés verticalement, reposent le terrain houiller supérieur, de l'âge des couches de Sarrebrück, et le Rothliegende. Ces couches plus récentes sont horizontales, et montrent une fois de plus, comme en tant d'autres endroits, la grandeur des dislocations qui ont dû se produire avant la fin de la période carbonifère.

Le plus septentrional des trois axes anticlinaux de la Saxe est celui qui est le plus profondément enterré sous les dépôts récents. Les roches les plus anciennes pointent, comme on l'a vu, aux environs de Strehla. Credner a montré que la série d'affleure-

1. H. Credner, *Das vogtländisch-erzgebirgische Erdbeben vom 23. November 1875* (Zeitschr. ges. Naturw. Halle, XLVIII, 1876, p. 261); et *Ueber das erzgebirgische Falten-system, Vortrag gehalten auf dem 2<sup>ten</sup> deutschen Bergmannstage*, in-8°, 8 p., Dresden, 1883. [Voir aussi T. Sterzel, *Über die Entstehung des Erzgebirges* (Gemeinverst. Wiss. Aufsätze ü. d. Erzgeb., Chemnitz, 1889, p. 17-37). Sur les tremblements de terre récents ressentis dans cette région et leurs rapports avec sa structure, voir H. Credner, *Das vogtländische Erdbeben vom 26. Dezember 1888* (Ber. Sächs. Ges. d. Wiss., math.-phys. Kl., 1889, p. 76-85, carte); et *Die sächsischen Erdbeben während der Jahre 1889 bis 1897, insbesondere das sächsisch-böhmische Erdbeben vom 24. October bis 29. November 1897* (Abhandl. mathem.-phys. Cl. k. Sächs. Ges. d. Wiss., XXIV, n° IV, p. 317-397, pl. V-IX, 1898).]

2. H. Credner, *Das sächsische Granulitgebirge und seine Umgebung*, in-8°, Leipzig, 1884, carte, notamment p. 61 et suiv. [Voir aussi J. Lehmann, *Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine, mit besonderer Bezugnahme auf das Sächsische Granulitgebirge*, in-4° et atlas, Bonn, 1884, en particulier p. 259-262, cartes D, E).]

ments de grauwacke qui commence à Hainichen et à Otterwisch (au N.E. de Borna) pour s'avancer jusque dans le voisinage de l'Elbe, en passant par le Deditzberg, près de Grimma, et le Collm-

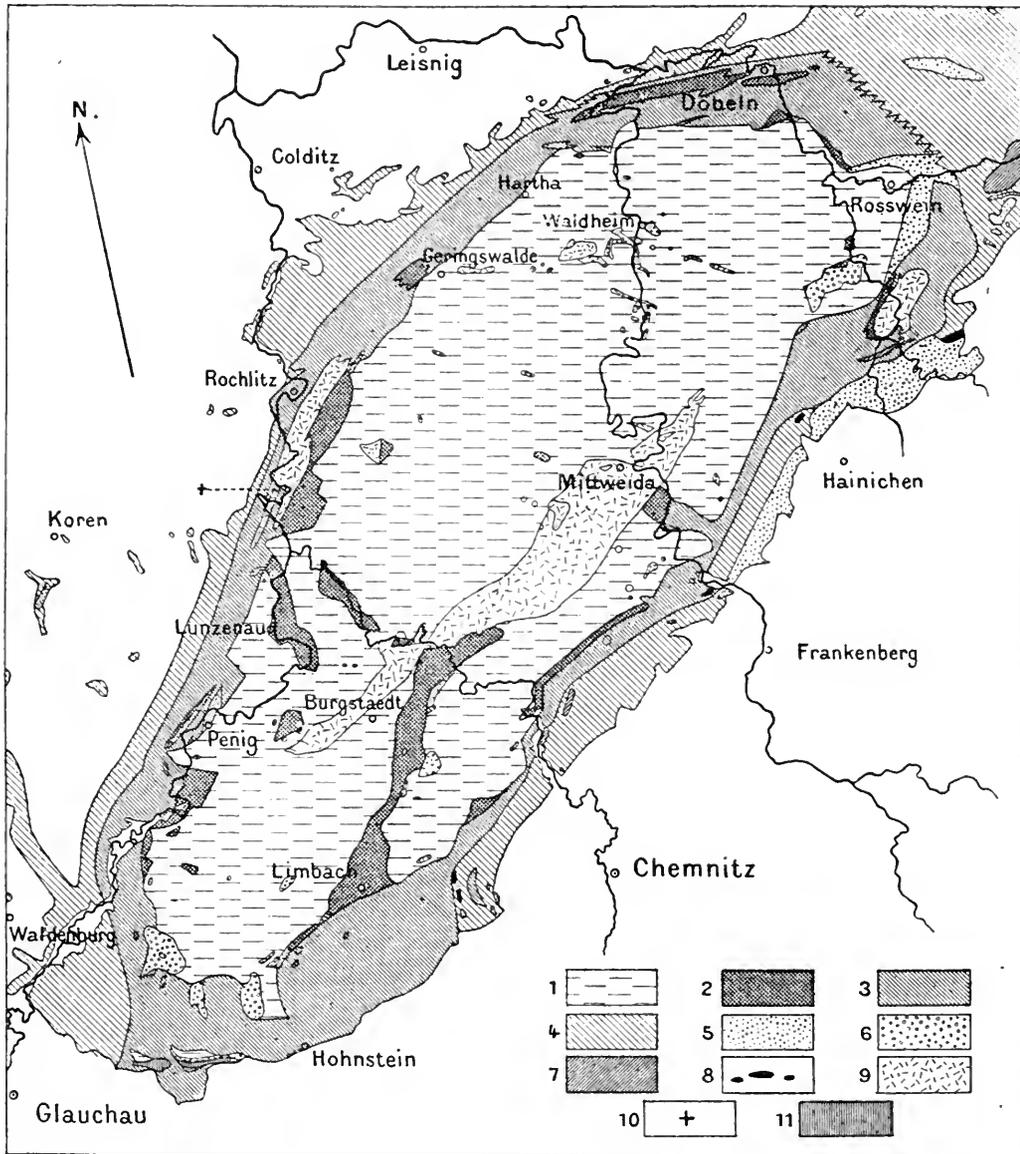


FIG. 32. — Carte géologique du massif granitique de la Saxe, d'après C. F. Naumann (in J. Lehmann, *Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinen Schiefergesteine*, 1884, texte, pl. D-E).

1. Granulite ; 2. Gneiss ; 3. Micaschistes ; 4. Phyllades ; 5. Diabases, etc. ; 6. Serpentine ; 7. Calcaire ; 8. Schistes siliceux et alunifères ; 9. Granite ; 10. Porphyre feldspathique ; 11. Filons de quartz. — Échelle de 1 : 400000.

berg, correspond au flanc sud de cet anticlinal ; quant au flanc nord, il est visible immédiatement au sud de Leipzig<sup>1</sup>.

1. H. Credner, *Der Boden der Stadt Leipzig*, in-8°, Leipzig, 1883, p. 7. M. le prof. Credner a eu la bonté de me communiquer les observations suivantes, importantes pour

Or, tandis que cet anticlinal arrive à l'Elbe en suivant la direction E.N.E., on voit surgir non loin de là, au sud-est, à Riesa, un massif archéen qui affecte la direction du Riesengebirge et de la partie occidentale des Sudètes et s'oriente du N.W. au S.E. Il faut voir sans doute dans ces affleurements de Riesa un prolongement de la longue bande gneissique de Grossenhain, qui, d'après Naumann, en s'incurvant légèrement à partir du S.E. dans la région située au nord de Dresde<sup>1</sup>, atteint l'Elbe à peu de distance de Riesa à l'E. Mais un large territoire occupé par les terrains paléozoïques s'étale au nord de cette bande gneissique, jusque dans les environs d'Ortrand : c'est le début de la grande zone paléozoïque qui s'étend ensuite à travers toute la Lusace et la Basse-Silésie, en passant par Königsbrück, Camenz et Görlitz, jusqu'aux schistes à Graptolithes de Lauban, et dont le rôle dans la constitution des Sudètes est si important; on peut même la poursuivre plus loin encore; sa direction est d'abord E.S.E., puis S.E., et se rapproche de plus en plus du S.S.E.

Malgré la différence de direction des couches vers l'extrémité probable de la bande gneissique de Grossenhain, au N.E., — différence qui, d'ailleurs, est compensée plus à l'E. par l'élargissement de la zone des grauwackes, — je crois donc devoir considérer les affleurements de grauwacke de la rive gauche de l'Elbe, jusqu'à Oschatz et Strehla, comme la suite des grauwackes de la

les questions ici traitées : « 1. Phyllades de Wellerswalde = N. 75° E., fortement redressés et plongeant au S.S.E.; 2. Micaschistes à andalousite de Clauschwitz = N. 60° E., verticaux; 3. Nombreux affleurements de grauwacke du Silurien inférieur N. 45°-50° E. à N. 60° E., quelquefois N. 70° E., plongeant fortement au S. La grauwacke possède dans son parcours oriental, vers l'Elbe, la direction N. 45°-50° E., plus à l'ouest, dans la direction du Collmburg, N. 60°-75° E. — Jusqu'à Hainichen dir. W.S.W.-E.N.E. et plongement au S. — Au S.S.E. du massif de Strehla et au S. de Riesa, le diluvium est percé par quelques sommets isolés de schistes cristallins (gneiss, schistes amphiboliques, etc.). Ceux-ci ont une direction S.E.-N.W., par conséquent presque perpendiculaire à la zone de grauwacke Oschatz-Strehla. » [G. Klemm a montré que ces schistes des environs de Strehla ne sont pas archéens, mais représentent le prolongement de la bande de roches éruptives anciennes de Meissen, qui suit la fosse jalonnée par le cours de l'Elbe entre les Sudètes (Lusace, Riesengebirge, etc.) et le massif de la Bohême proprement dit (Erzgebirge, etc.); G. Klemm, *Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, Section Riesa-Strehla*, in-8°, Leipzig, 1889, p. 3 et suiv.] — Le levé détaillé de la Lusace n'est pas encore terminé. [Voir O. Herrmann, *Die wichtigsten Resultate der neuen Geologischen Specialaufnahmen in der Oberlausitz im Vergleich zu den älteren Ansichten* (Abhandl. d. Naturf. Ges. zu Görlitz, XXI, 1895, 36 p.).]

[1. Sur la géologie des environs de Dresde, voir R. Beck, *Das Steinkohlenbecken des Plauenschen Grundes bei Dresden* (Zeitschr. f. prakt. Geol., [1], 1893, p. 24-32, pl. II); R. Beck, *Geologischer Wegweiser durch das Dresdener Elbthalgebiet zwischen Meissen und Tetschen*, in-16, 162 p., carte, Berlin, 1897; W. R. Næssig, *Geologische Excursionen in der Umgegend von Dresden*, in-8°, 169 p., 2 cartes, Dresden, 1898.]

rive droite, d'accord en cela avec Naumann et Cotta, qui ont depuis longtemps admis cette continuité <sup>1</sup>.

*e. Les Sudètes*<sup>2</sup>. — Une fracture de dimensions extraordinaires découpe le flanc méridional du Riesengebirge et se prolonge jusqu'au delà de Dresde <sup>3</sup>. Mais, sur le bord externe de la chaîne, les zones plissées se raccordent assez nettement, comme nous le voyons, des deux côtés de l'Elbe. C'est l'aile orientale de la chaîne, c'est-à-dire l'aile sudétique, qui montre avec le plus de netteté cet emboîtement dans la courbe commune, car, du côté de la Moravie, la direction des plis devient même presque N.E. Les zones successives du massif doivent exécuter à partir de là une conversion d'un quart de circonférence pour se raccorder tant soit peu à la courbe, et elles l'exécutent en effet.

Je n'ai pas l'intention de parler des détails de la structure du tronçon qui correspond aux Sudètes, détails exposés d'une façon si claire par les auteurs des cartes géologiques de la Haute et de la Basse-Silésie <sup>4</sup>. La disposition arquée de l'ensemble ressortirait encore beaucoup plus nettement si, abstraction faite de la grande faille du bord interne, le bord externe du massif n'affectait pas une indépendance aussi absolue vis-à-vis de l'allure des couches. Depuis le Katzbach jusqu'au delà de Jauernig, en passant par Freiburg, la chaîne est coupée obliquement par une longue ligne qui ne peut être qu'une fracture <sup>5</sup>, et jusqu'au delà de Jauernig d'un côté, au delà de Ziegenhals et de Hotzenplotz de l'autre,

1. B. Cotta, *Erläuterungen zu Section VI der geognostischen Charte des Königreiches Sachsen*, in-8°, 1839, p. 46; Naumann und Cotta, *Erläuterungen zu Section X*, 1845, p. 448.

[2. Voir la *Geologische Karte des Deutschen Reichs* de R. Lepsius, feuilles 20 (*Görlitz*) et 21 (*Breslau*).]

[3. Sur cette grande cassure de la Lusace, dont il a déjà été question au t. I, p. 178, consulter R. Beck, *Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte des Königreiches Sachsen, Section Königstein-Hohnstein* (Blatt 84), in-8°, Leipzig, 1893, p. 23 et suiv.]

[4. Voir aussi G. Gürich, *Geologische Übersichtskarte von Schlesien*, herausgegeben mit Unterstützung der Schlesischen Gesellschaft für vaterländische Kultur, 1 : 400 000, mit Erläuterungen, in-8°, 204 p., Breslau, 1890; J. Partsch, *Schlesien, eine Landeskunde für das deutsche Volk auf wissenschaftlicher Grundlage*, I, in-8°, Breslau, 1896. Comme étude détaillée d'une partie des Sudètes, on peut citer E. Dathe, *Geologische Beschreibung der Umgebung von Salzbrunn*, in-8°, 157 p., 3 cartes (Abhandl. K. Preuss. Geol. Landesanst., Neue Folge, Heft 13, 1892).]

[5. Sur les tremblements de terre dont cette région est le théâtre et leur relation avec ces fractures, voir R. Leonhard und W. Volz, *Das mittelschlesische Erdbeben vom 11. Juni 1895* (Jahresber. Schles. Ges. f. Vaterl. Cultur, LXXIII, 1895, Naturw. Sekt., p. 9-77, carte; Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXXI, 1896, p. 1-21, carte); E. Dathe, *Das Schlesisch-Sudetische Erdbeben vom 11. Juni 1895*, gr. in-8°, 329 p., carte, Berlin, 1897 (Abhandl. K. Preuss. Geol. Landesanst., Neue Folge, Heft 22); R. Leonhard und W. Volz, *Eine Entgegnung an Herrn Dr. Dathe* (Jahresber. Schles. Ges. f. Vaterl. Cultur, LXXV, 1897, Naturw. Sekt., 12 p.).

on voit les diverses zones paléozoïques de l'arc, orientées N.N.W., disparaître l'une après l'autre sous la plaine. Leur prolongement souterrain passe sans doute au nord du Zobten.

La série des terrains qui constituent ce massif, le Dévonien surtout, comme nous l'avons déjà indiqué, présentent sensiblement les mêmes caractères que dans les autres tronçons de l'arc jusqu'au Rhin. Les mouvements principaux s'y sont aussi produits vers la fin de l'époque carbonifère, en tout cas avant le Rothliegende. Le plissement ultérieur non seulement du Permien<sup>1</sup>, mais même encore des dépôts crétacés transgressifs<sup>2</sup>, en bassins qui suivent la direction générale de l'arc, comme dans la Heuscheuer et dans les bassins de Löwenberg et de Lähn, montre qu'il s'est produit des mouvements posthumes analogues à ceux du Sud de l'Angleterre.

De grands massifs de roches granitiques surgissent dans la partie occidentale de la chaîne, sur le versant interne<sup>3</sup>, mais Roth fait remarquer à juste titre que les plissements et les décrochements des terrains stratifiés ne doivent pas être attribués au granite : ces phénomènes seraient plutôt en rapport avec des mouvements de l'écorce terrestre, mouvements dont les granites auraient profité pour surgir au dehors. Beyrich croit pouvoir admettre que la venue de ces granites, comme pour ceux du Harz et du Devonshire, date de l'époque dévonienne ou du commencement de l'époque carbonifère<sup>4</sup>.

En ce qui concerne la Basse-Silésie<sup>5</sup>, c'est à F. Roemer que nous devons d'avoir établi les traits fondamentaux de sa structure, et les travaux exécutés sur le territoire autrichien nous apprennent que dans la région de l'Altvatergebirge, il s'est produit des phénomènes de compression tout à fait comparables comme énergie à ceux que l'on observe dans les Alpes, tant au point de vue de l'allure des couches qu'à celui de la transformation des roches<sup>6</sup>.

[1. K. A. Weithofer, *Der Schatzlar-Schwadowitzer Muldenflügel des niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbeckens* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLVII, 1898, p. 455-478, pl. XIII, XIV : carte à 1 : 100 000).]

[2. R. Michael, *Cenoman und Turon in der Gegend von Cudowa in Schlesien* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLV, 1893, p. 195-244, pl. V, carte à 1 : 50 000).]

[3. L. Milch, *Beiträge zur Kenntniss der granitischen Gesteine des Riesengebirges* (Neues Jahrb. f. Min., XII. Beilage-Bd., 1898, p. 115-237).]

[4. Just. Roth, *Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge und den umliegenden Gegenden*, in-8°, Berlin, 1867, p. 390.

[5. Voir E. Dathe, *Übersicht über die geologischen Verhältnisse von Niederschlesien*, in-8°, 14 p., 1893 (Verhandl. 5ten Allgem. Deutsch. Bergmannstages in Breslau).]

[6. Une nouvelle série de recherches ne fait que commencer; v. Camerlander, *Reisebericht aus W. Schlesien* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1886, p. 294-301); F.

*f. Résumé.* — Nous sommes ainsi arrivés à l'extrémité orientale du grand arc montagneux morcelé de l'Europe Centrale. On en voit le bord externe depuis le rebroussement (*Schaarung*) de Valenciennes jusqu'au Rhin, et ce bord, après avoir passé le fleuve en décrivant une sigmoïde, peut être suivi assez loin sur la Ruhr; son prolongement se retrouve plus à l'est, dans les bassins houillers de la Basse-Silésie et de la Moravie. Vers l'intérieur vient ensuite une large zone, formée en grande partie de Dévonien, visible dans les Ardennes et sur le Rhin jusqu'au bord sud du Taunus, dans le Harz et dans les parties extrêmes des Sudètes. Les zones encore plus internes sont très généralement formées de roches cristallines; elles sont traversées par des bandes de Silurien, de Dévonien et de Culm, où les couches se montrent énergiquement plissées, et forment les montagnes rhénanes depuis le Taunus jusqu'à l'extrémité méridionale de la Forêt-Noire, le Fichtelgebirge et l'Erzgebirge avec le Frankenwald et le Thüringerwald, le Riesengebirge et une partie des Sudètes.

Comme la chaîne armoricaine, cet arc a été plissé principalement vers la fin de l'époque carbonifère, en tout cas avant le Rothliegende, et morcelé par des effondrements à diverses époques. Mais il y a eu également, ici encore, production de mouvements posthumes, et ces mouvements sont très nettement indiqués dans

Becke und Max Schuster, *ibid.*, 1887, p. 109-119. [Voir aussi C. v. Camerlander, *Geologische Aufnahmen in den mährisch-schlesischen Sudeten, I. Die südöstlichen Ausläufer der mährisch-schlesischen Sudeten* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XL, 1890, p. 103-316); *Von dem inneren Aufbau und der äusseren Gestaltung der mährisch-schlesischen Sudeten* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1889, p. 135-137); *Reisebericht aus dem Gebiete des mährischen Hohe Haide-Hirschkammszuges* (*ibid.*, p. 258-261); *Zur Geologie des Niederen Gesenkes* (*ibid.*, 1890, p. 113-114); *Die Zone krystallinischer Schiefer längs der March- und Bordtiefenlinie* (*ibid.*, 1890, p. 216-222); *Das Gneiss-Gebiet des nordwestlichen Mährens zumal in der Gebirgsgruppe des Spieglitzer Schneeberges* (*ibid.*, p. 229-235); *Geologische Aufnahmen im Gebiete des Spieglitzer Schneeberges* (*ibid.*, 1891, p. 168-169); *Aufnahmebericht über das westliche Gebiet des Kartenblattes Polička-Neustadt* (*ibid.*, p. 338-351). — G. Bukowski, *Reisebericht aus der Gegend von Römerstadt in Mähren* (*ibid.*, 1889, p. 261-265); *Geologische Aufnahmen in dem krystallinischen Gebiete von Mährisch-Schönberg* (*ibid.*, 1890, p. 322-334); *Reisebericht aus Nordmähren. Die Umgebung von Müglitz und Hohenstadt und das Gebiet von Schönberg* (*ibid.*, 1892, p. 327-331); *Ueber den Bau der südlichen Sudetenausläufer östlich von der March* (*ibid.*, 1893, p. 132-140). — Fr. Becke, *Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die Krystallinischen Schiefer der Hohen Gesenkes (Altwatergebirge)*, Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., CI, 1892, 1. Abth., p. 286-300, pl. I, carte). — E. Tietze, *Die Gegend zwischen Mährisch-Trübau und Boskowitz* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1890, p. 225-229); *Zur Geologie der Gegend von Ostrau* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLIII, 1893, p. 29-90); *Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Olmütz* (*ibid.*, p. 399-566); *Geologische Karte von Olmütz, 1:75 000*, mit Erläuterungen, 18 p., Wien, 1894. — Fr. Kretschmer, *Die Graphitablagerung bei Mährisch-Altstadt-Gldenstein* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., LVII, 1897, p. 21-56, carte géol., pl. I.)]

es bassins créacés des Sudètes. De grandes transgressions sur ces plis commencent dès le terrain houiller supérieur, par exemple dans le bassin de la Sarre.

Les sommets les plus élevés de cette ancienne chaîne de montagnes se trouvaient probablement sur l'emplacement des Ballons des Vosges, dans le Sud de la Forêt-Noire, sur la ligne allant de là à l'Erzgebirge, puis dans l'Erzgebirge même et du côté interne du tronçon qui correspond aux Sudètes. Mais les contours des anciens noyaux montagneux n'apparaissent nulle part avec autant de netteté qu'en avant de cette ligne principale, dans le massif gneissique de Münchberg, près de Hof, et dans le massif granitique de la Saxe. Il est naturel, en conséquence, d'emprunter au pays des Varisques, au Vogtland, le nom de cette chaîne, qui comprend la plus grande partie des horsts de l'Allemagne : nous l'appellerons donc *chaîne varisque*, du nom latin] de Hof, en Bavière (*Curia Variscorum*).

**9. Le rebroussement des plis (*Schaarung*) dans l'Europe centrale.** — Nous avons fait connaître, dans un chapitre antérieur (I, p. 547), le mode de raccordement des faisceaux de plis de l'Inde. L'arc de l'Himalaya et celui de l'Hindou-Kouch se sont déplacés vers le S.W. et vers le S.E. comme deux torrents visqueux, en formant des plissements gigantesques et répétés; ils arrivent en contact le long d'une ligne jalonnée au sud par la rivière Jhelam et qu'on peut suivre fort loin à l'intérieur du massif montagneux, suivant une direction qui s'écarte à peine, vers le N.E., de celle du méridien<sup>1</sup>. Nous voyons en outre que les plis de l'avant-pays tertiaire affectent un tracé parallèle, bien que l'angle rentrant du bord externe soit un peu plus obtus que ceux des jonctions dans l'intérieur des chaînes.

Étudions maintenant le raccordement des plis armoricains avec les plis varisques. Tandis que dans les hautes montagnes de l'Asie l'état impraticable du pays forme le principal obstacle à la détermination exacte de l'état des choses, nous rencontrons ici des difficultés d'un autre ordre : la chaîne est complètement nivelée, de sorte qu'on a peine à reconnaître les traces de la configuration antérieure de la surface : sur le plan qu'on a maintenant sous les yeux, il faut distinguer soigneusement les vraies lignes structurales, qui affectent d'ordinaire la disposition de grands plis arasés

[1. Sur le rebroussement des plis dans le Pandjab, voir, outre les travaux mentionnés au t. I, C. S. Middlemiss, *The Geology of Hazara and the Black Mountain* (Mem. Geol. Survey of India, XXVI, 1896, p. 4-302, 41 pl., carte géol.)]

ou de très longues fractures parallèles à ces plis, d'avec beaucoup d'autres lignes structurales de second ordre qui se présentent sous des apparences diverses, ou même de simples accidents topographiques, qu'on a souvent considérés comme caractéristiques. En déterminant l'orientation des prétendus « systèmes de montagnes », on s'est appuyé tantôt sur la direction des noyaux granitiques intrusifs, tantôt sur les alignements volcaniques, ailleurs sur les cassures marginales des horsts, souvent même sur l'allure des crêtes découpées par l'érosion ou sur le tracé des lignes de partage des eaux. Or il va de soi que, dans les chaînes plissées, il n'y a que les plissements eux-mêmes et les fractures longitudinales ou failles inverses leur servant de cortège qui puissent entrer en ligne de compte; et il est non moins évident que, dans une chaîne profondément arasée, les roches archéennes forment la plus grande partie de la surface : il ne peut être resté, de la couverture de terrains sédimentaires qui les surmontait à l'origine, que les extrémités en forme de coin des principaux synclinaux.

Il résulte de là que les très longues bandes de Silurien, de Dévonien, de Culm et de Carbonifère, pincées dans les schistes cristallins, que l'on rencontre çà et là dans les régions archéennes, représentent de véritables lignes directrices, permettant de reconstituer le parcours des hautes montagnes d'autrefois.

Là où l'on devrait s'attendre à trouver la jonction des branches internes des deux anciens arcs montagneux de l'Europe centrale s'élève le Plateau Central de la France<sup>1</sup>. Ce vaste massif, principalement formé de gneiss et de granite, finit à l'est, du côté de la vallée du Rhône et de la Saône, par un long talus orienté du N. au S. qui, comme nous le verrons bientôt, coupe en biais les traits tectoniques du massif et est par conséquent une fracture (fig. 33). A partir des environs de Valence<sup>2</sup> et de Privas, où une grande coulée basaltique [Coirons] descend des hauteurs vers la vallée, la

[1 Voir la *Carte géologique de la France* à l'échelle du millionième publiée par le Ministère des Travaux publics, 1889, feuille S.E.; Fr. Frech, *Das französische Centralplateau. Eine Skizze seiner geologischen Entwicklung* (Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXIV, 1889, p. 132-163); A. Michel-Lévy, *Situation stratigraphique des régions volcaniques de l'Auvergne* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XVIII, 1889-90, p. 688-695, carte, pl. XXII, fig. 1); Fouqué, *Le Plateau Central de la France*, in-4°, 23 p. (Séance publique annuelle de l'Institut, 25 octobre 1890); Ch. Depéret, *Orogénie du Plateau central* (Annales de Géogr., I, 1891-92, p. 369-378, carte); M. Boule, *Le Massif Central de la France, étude géographique*, in-8°, 46 p., 1 carte, Paris, 1895 (Extr. du *Dictionnaire géographique de la France*, par P. Joanne); G. Mouret, *Remarques sur la Géologie des terrains anciens du Plateau Central de la France* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXVI, 1898, p. 601-612, pl. XII : carte.)

[2. Voir la *Carte géologique détaillée de la France*, feuille 187 (Valence), par Termier,

limite du Plateau Central s'infléchit vers le S.S.W., jusque dans le voisinage du Vigan, sur le cours supérieur de l'Hérault, et plus loin encore, si l'on y comprend la Montagne Noire<sup>1</sup>, jusqu'à Carcassonne; elle se dirige ensuite vers le N.W. et, après avoir dessiné un angle rentrant vers Figeac, passe à l'E. de Périgueux, s'arrondit en décrivant une courbe de grand rayon autour de Limoges et se dirige enfin à l'E.N.E., par Saint-Amand, vers Avallon, à la pointe septentrionale du Morvan.

Cette limite est interrompue par trois grandes échancrures. Deux d'entre elles sont placées côte à côte et correspondent aux vallées de la Loire et de l'Allier; la première isole le Morvan; elles sont séparées l'une de l'autre par une chaîne de montagnes en forme d'éperon, la chaîne du Forez<sup>2</sup>. Nous avons déjà montré que le Morvan<sup>3</sup>, qui s'avance au nord, est entouré de fractures d'affaissement (I, p. 262); il faut le comparer au Cotentin et au Thüringerwald. Les deux grandes vallées situées à droite et à gauche du Forez sont

Munier-Chalmas, Depéret, etc.; Munier-Chalmas, *Sur les terrains tertiaires qui bordent le Plateau Central entre Tournon et La Voulte* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIV, 1896, p. 633 et suiv.)]

[1. J. Bergeron, *Étude géologique du Massif ancien situé au sud du Plateau central* (Annales Sc. Géol., XXII, 1889, p. 1-361, 9 pl., carte); *Contributions à l'étude géologique du Rouergue et de la Montagne-Noire* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XX, 1892, p. 248-261); *Note sur l'allure des couches paléozoïques dans le voisinage des plis tertiaires de Saint-Chinian* (Ibid., XXII, 1894, p. 376-392); *Étude du versant méridional de la Montagne-Noire* (Ibid., XXVI, 1898, p. 472-487); *Allure des couches paléozoïques sur le versant méridional de la Montagne-Noire* (C. R. Acad. Sc., CXXVI, 1898, p. 1675-1676); *Carte géologique détaillée de la France*, feuilles 231 (Castres) et 232 (Bédarieux); et dans beaucoup d'autres publications.]

[2. Le Verrier, *Note sur les formations géologiques du Forez et du Roannais* (Bull. Service Carte géol., II, 1890-1891, n<sup>o</sup> 15, p. 187-254, 4 pl.); *Carte géologique détaillée de la France*, feuilles 147 (Charolles), 158 (Roanne) et 167 (Montrison).]

[3. A. Michel-Lévy, *Le Morvan et ses attaches avec le Massif Central* (Annales de Géogr., VII, 1898, p. 404-428; VIII, 1899, p. 6-21, cartes et coupes); E. de Martonne, *Une excursion de Géographie physique dans le Morvan et l'Auxois* (Ibid., VIII, 1899, p. 405-426, pl. VIII : carte, photogr.)]

#### LÉGENDE DE LA FIGURE 33

1. Archéen; 2. Granite et granulite; 3. Terrains paléozoïques et porphyres intercalés; 4. Terrain houiller; 5. Permien; 6. Trias et Jurassique; 7. Dépôts tertiaires et Alluvions. — 8. Anticlinaux; 9. Synclinaux; 10. Failles. — Échelle de 1 : 1500 000.

Nomenclature des plis : I. Anticlinal gneissique du Mont Pilat; II. Synclinal houiller de Saint-Étienne; III. Anticlinal houiller du Lyonnais; IV. Anticlinal houiller de Sainte-Foy-l'Argentière; V. Anticlinal granitique de Fleurie; VI. Synclinal paléozoïque du Beaujolais; VII. Anticlinal granitique du Charollais; VII<sub>1</sub>. Bande gneissique de Mont-Saint-Vincent; VIII. Bassin houiller et permien de Blanzey et du Creusot; IX. Anticlinal granitique de Luzy; X. Bassin houiller et permien d'Autun; XI. Synclinal paléozoïque du Haut Morvan; XII. Anticlinal granitique de Château-Chinon; XIII. Synclinal porphyrique de Montreuillon; XIII. Anticlinal granitique de Lormes; XIV. Synclinal houiller de Sancey; XV. Anticlinal granitique d'Avallon.

B. Beaujeu; Bl. Blanzey; Bt. Bert; Cr. Le Creusot; De. Decize; Di. Digoïn; F. Fleurie; Lo. Lormes; Lu. Luzy; M. Montreuillon; M.V. Mont-Saint-Vincent; P. Mont Pilat; S. Sancey; Ste F., Sainte-Foy-l'Argentière; S<sup>t</sup> S. Saint-Saulge; So. Souvigny; T. Tarare.

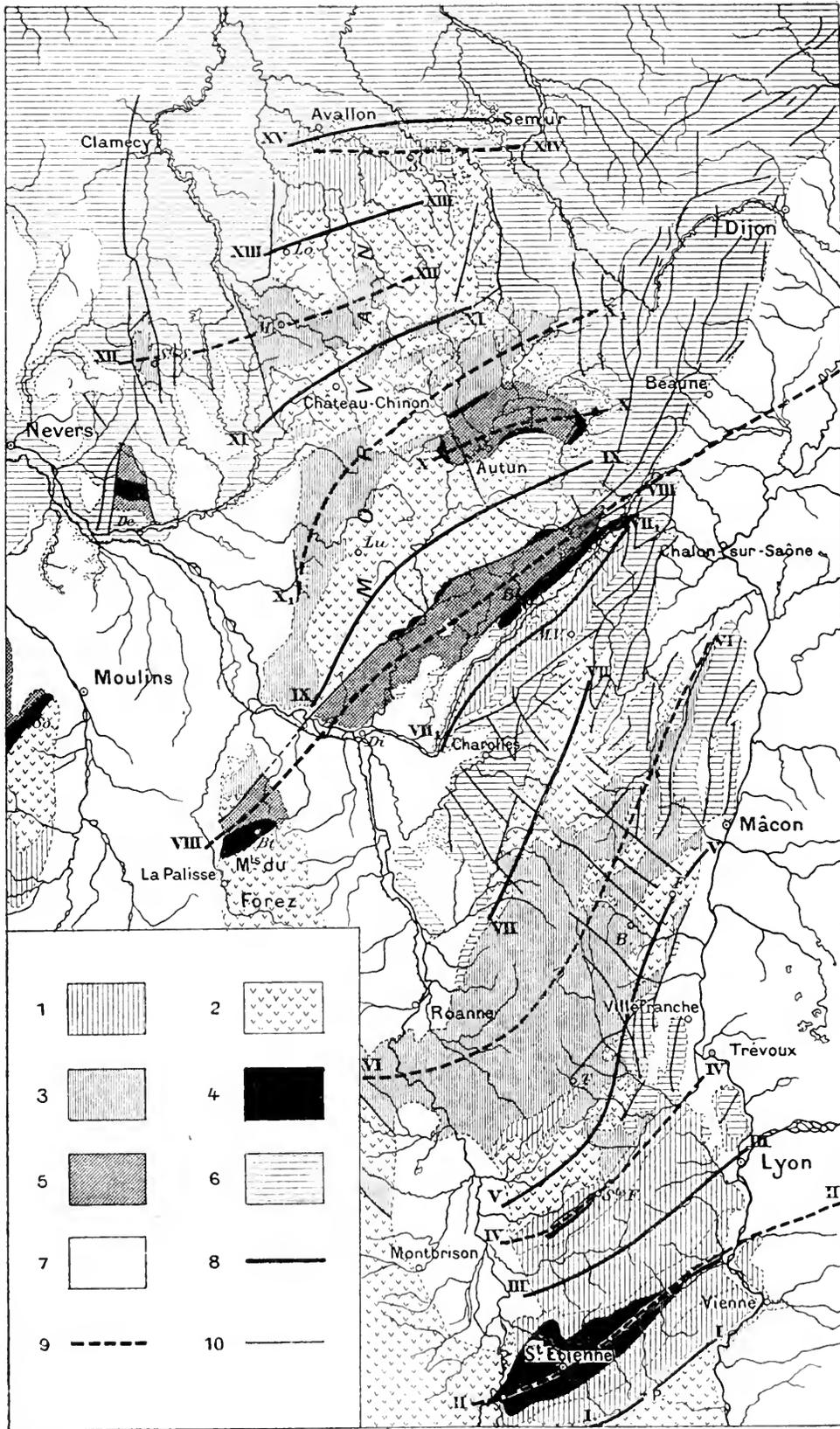


FIG. 33. — Plis carbonifères dans le Nord-Est du Massif Central de la France, d'après la *Carte géologique de la France à l'échelle du millionième* et les travaux de A. Michel-Lévy. (Voir l'explication sur la page ci-contre.)



remplies par des formations d'eau douce du Tertiaire supérieur<sup>1</sup>, et, notamment la vallée de l'Allier [Limagne], par les produits de volcans récents.

L'échancrure méridionale est d'une constitution toute différente. Elle s'ouvre au nord-ouest de Montpellier, entre Le Vigan et Lodève, et pénètre, en affectant un contour irrégulier, au N.E. jusqu'à Mende, au N.W. dans la région qui sépare le Lot et l'Aveyron. Entourée de montagnes de gneiss et de granite, cette région est formée de massifs de calcaire jurassique dont la plupart portent le nom de « Causses ». Le plateau de Larzac occupe sa partie méridionale. En général, toute la région des Causses est considérée comme un « golfe jurassique », et on regarde les Cévennes et la Montagne Noire comme les rivages de ce golfe<sup>2</sup>. Mais les falaises nues et escarpées des Causses, où les couches affleurent par la tranche, ainsi que les nombreuses failles qui les découpent, devraient déjà mettre en garde contre cette manière de voir. Les Causses ne sont qu'un fragment affaissé de la vaste nappe de terrains secondaires qui recouvrait autrefois une grande partie du Plateau Central, et que cet affaissement a protégé contre la dénudation. C'est ainsi que s'explique, par exemple, la conservation au sommet du Souquet, dans les Cévennes, à l'altitude de 1300 mètres, d'un lambeau de Keuper<sup>3</sup>.

Tandis que le Plateau Central est ainsi bordé par des failles au N.E., à l'E. et au S., on voit son extrémité occidentale plonger sous la dépression de Poitiers<sup>4</sup>; mais le substratum archéen affleure

[1. Le sondage de Macholles près Riom (Limagne) a traversé environ 700 mètres de calcaires d'eau douce alternant avec des marnes schisteuses, puis 300 mètres environ de grès siliceux et d'arkoses fines, et 160 mètres de schistes et de calcaires, qui appartiennent encore à la série tertiaire (A. Michel-Lévy, C. R. Acad. Sc., CXXII, 1896, p. 1505). On peut juger par cet exemple de l'énorme épaisseur des sédiments qui se sont accumulés dans les dépressions du Massif Central, et en même temps de l'importance considérable des mouvements survenus depuis leur dépôt.]

2. P. Gourret, *Constitution géologique du Larzac et des Causses méridionaux du Languedoc* (Annales des Sc. Géol., XVI, 1884, p. 1-229, carte, pl. XI-XV).

3. Em. Dumas, *Statistique géologique, minéralogique, métallurgique et paléontologique du département du Gard*, in-8°, Paris, 1876, p. 155. [Voir aussi G. Fabre, *Stratigraphie des petits Causses entre Gévaudan et Vivarais* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXI, 1893, p. 640-674, pl. XXI-XXIII; extr., Annuaire Géol. Universel, XII, 1895, p. 248-255); *Compte-rendu des collaborateurs* (Bull. Service Carte géol., VIII, 1896-1897, n° 58, p. 73-82; extr., Annuaire Géol. Universel, XIII, 1896, p. 240-242); *Carte géologique détaillée de la France*, feuille de Largentière (197).]

4. J. Welsch, *Sur les plissements des couches sédimentaires dans les environs de Poitiers* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XX, 1892, p. 440-456, carte, p. 445); *Les plissements des terrains secondaires dans les environs de Poitiers* (C. R. Acad. Sc., CXIV, 1892, p. 1441-1443); *Essai sur la géographie physique du seuil du Poitou* (Annales de Géogr., II, 1892-93, p. 53-64, carte.)

en tant de points, entre cette extrémité occidentale et la partie sud-est des collines archéennes de la Vendée et des Deux-Sèvres, situées de l'autre côté de la dépression, aux environs de Saint-Maixent, que la couverture superficielle qui sépare le Plateau Central du massif de la Bretagne est évidemment fort mince.

Des massifs volcaniques, le Mezenc et les centres d'éruption d'entre Loire et Allier, le Cantal, le Mont-Dore et les volcans des environs de Clermont, surmontent le Plateau Central<sup>1</sup>, mais nous n'avons pas à nous en occuper ici, en recherchant quelle est la direction des plis convergents.

Nous commençons par l'ouest.

Une bande particulièrement puissante de gneiss et de granite

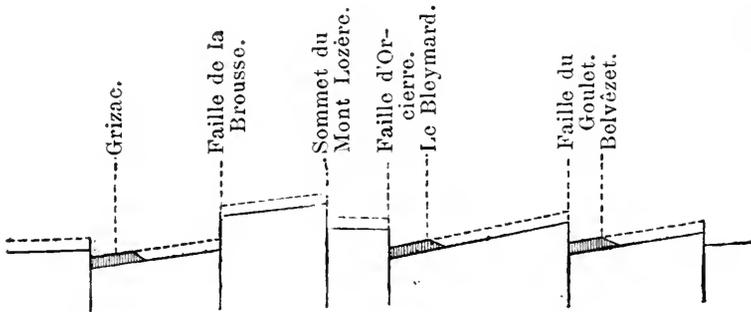


FIG. 34. — Coupe schématique du substratum archéen et des lambeaux mésozoïques du Mont Lozère, d'après Fabre<sup>2</sup>.

s'étend du Morbihan vers le sud-est, par Nantes, jusqu'à Parthenay et Saint-Maixent<sup>3</sup>. C'est évidemment la même bande qui est visible au-dessous de Poitiers et qui se prolonge dans le Plateau Central. Au nord de cette bande, on observe sur plus de 100 kilomètres une bande continue de couches dévoniennes et de Culm contenant de l'anthracite, pincée dans le massif ancien. Elle commence à Nort, au nord de Nantes, subit, comme l'arc armoricain tout entier, une légère inflexion vers le N., est coupée obliquement par la Loire près de Chalonnnes et atteint à Doué, au sud-ouest de Saumur, le

[1. Voir A. Michel-Lévy, *La Chaîne des Puys* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XVIII, 1889-90, p. 696-742, pl. XX et XXIII); *Le Mont-Dore et ses alentours* (Ibid., p. 743-844, pl. XIX, XXI, XXII et XXIV); M. Boule, *Description géologique du Velay* (Bull. Service Carte géol., IV, n<sup>o</sup> 28, 1891-1892, 260 p., 11 pl.); *Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans le Velay* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXI, 1893, p. 489-620, pl. XIV-XX); M. Boule et L. Farges, *Le Cantal, Guide du Touriste, du Naturaliste et de l'Archéologue*, in-8<sup>o</sup>, Paris [1893]; *Carte géologique détaillée de la France*, feuilles 166 (Clermont), 186 (Le Puy), etc.]

2. G. Fabre, *Sur les preuves de la submersion du Mont-Lozère à l'époque jurassique* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., I, 1872-73, p. 323).

[3. Voir la *Carte géologique détaillée de la France*, feuilles 118 (Cholet), 130 (La Roche-sur-Yon) et 131 (Bressuire).]

bord externe du horst<sup>1</sup>. Dans cette bande allongée et étroite, le froissement des couches est si énergique qu'un certain horizon du Culm, replié sur lui-même, arrive à reparaître trois fois de suite dans une même coupe transversale, et on a cru longtemps que les couches dévoniennes alternaient réellement avec les veines d'anthracite. Aux affleurements principaux, les couches plongent presque verticalement et en convergeant vers la profondeur. C'est l'image de l'extrémité écrasée d'un pli synclinal, comme il s'en présente dans les Alpes Suisses quand les phénomènes de compression et d'étirement acquièrent toute leur intensité. Là, les terrains en contact sont le calcaire jurassique et le gneiss, ici c'est du

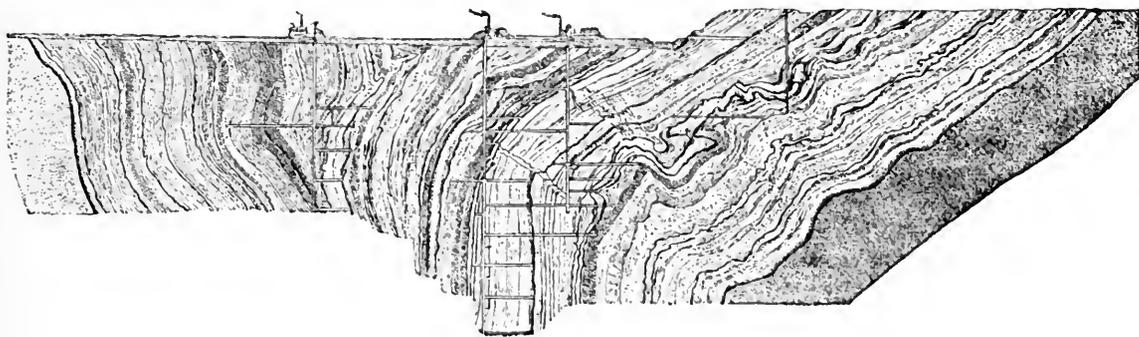


FIG 35. — Coupe des mines d'anthracite de Chalonnnes, sur la Basse Loire, d'après Fagès<sup>2</sup>. — Échelle (longueurs et hauteurs) = 1 : 7 000 environ.

Dévonien et du Culm; mais la signification tectonique des deux cas est la même; la bande d'anthracite de la Basse Loire constitue donc une ligne directrice d'une chaîne de montagnes plissée vers le nord avec une extrême violence et, sans doute aussi, très élevée jadis.

Au sud de la bande de gneiss et de granite dont on vient de parler se trouve, à Chantonay et à Vouvant, le bassin houiller de la Vendée; enclavé dans le gneiss, il mesure à peu près 60 kilomètres et se dirige également vers le S.E.; au milieu du massif ancien, il est accompagné sur toute sa longueur par une bande isolée de sédiments jurassiques<sup>3</sup>. Grand'Eury le place dans le

[1. Voir la *Carte géologique détaillée de la France*, feuille 105 (*Ancenis*), par Ed. et L. Bureau.]

2. Am. Burat, *Les Houillères de la France en 1866*, in-8°, Paris, 1867, atlas, pl. 23, fig. 4.

[3. A. Boissellier, *Sur les plissements du sol dans le massif vendéen, le détroit du Poitou et le bassin de la Charente* (Assoc. franç. Av. Sc., Toulouse, 1887, 2<sup>e</sup> partie, 1888, p. 524-527, pl. XV); Ch. Barrois, *Sur la répartition des îles méridionales de Bretagne et leurs relations avec les failles d'étirement* (Annales Soc. Géol. du Nord, XXVI, 1897, p. 2-16, pl. I); *Sur la structure des plis carbonifères de la Bretagne* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXV, 1897, p. 108-109).]

Carbonifère moyen. Burat fait remarquer que la direction de ce lambeau houiller coïncide avec celle de la bordure sud-ouest du Plateau Central, qui est jalonnée par une série de petits gisements carbonifères, tous dirigés vers le S.E., parallèlement à cette bordure<sup>1</sup>, et se prolongeant en fin de compte jusqu'au bassin houiller d'Aubin [Decazeville], situé en travers de la région qui rattache la

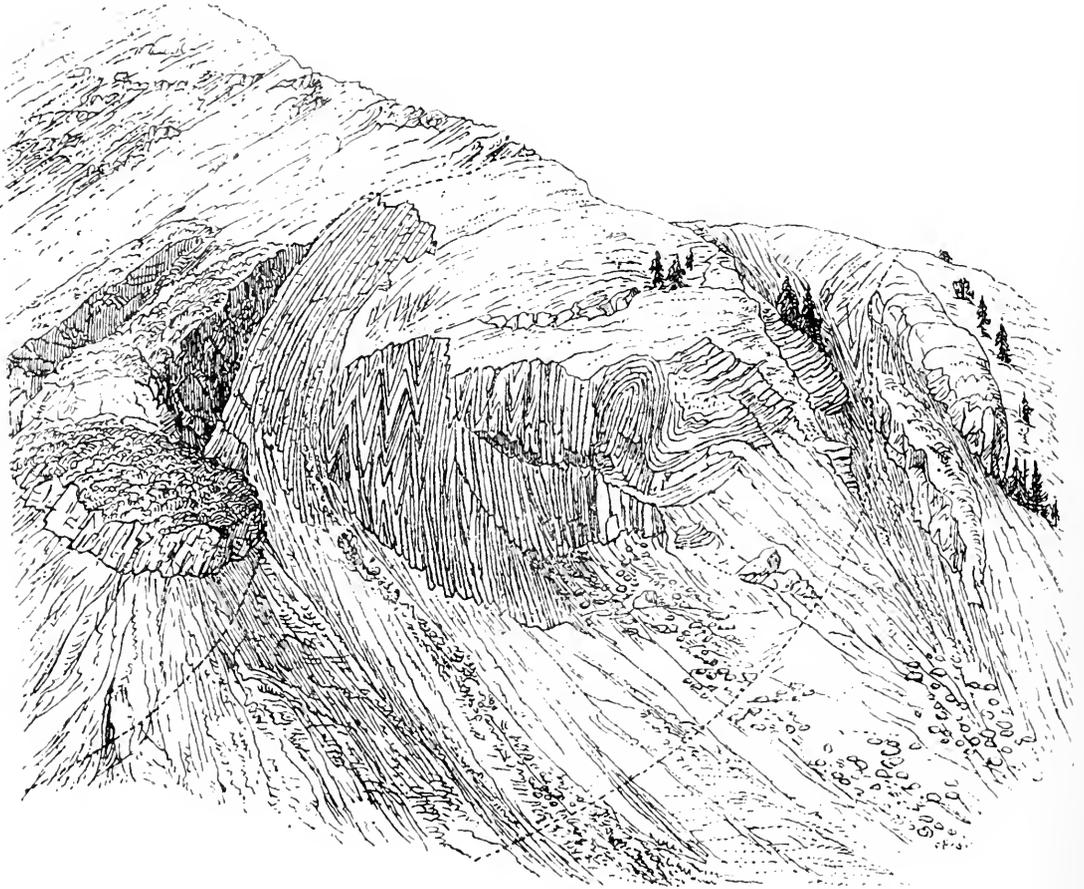


FIG. 36. — Coin de calcaire jurassique encastré dans le gneiss à Färnigen, dans le Meienthal, d'après Baltzer<sup>2</sup>.

Montagne Noire au Plateau Central et atteignant la région des Causses<sup>3</sup>.

D'après cela, il faudrait considérer la bordure sud-ouest du Plateau Central comme une des lignes directrices armoricaines<sup>4</sup>;

[1. G. Mouret, *Bassin houiller et permien de Brive, I. Stratigraphie*, in-4°, 459 p., 1 carte, 2 pl. Paris, 1891 (Ministère des Travaux Publics, Études des gîtes minéraux de la France); R. Zeiller, *II. Flore fossile*, in-4°, 132 p., 15 pl., Paris, 1892 (Ibid.).]

2. A. Baltzer, *Der mechanische Contact von Gneiss und Kalk im Berner-Oberland* (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XX, 1880, atlas in-fol., pl. X, fig. 4).

3. Burat, Ouvr. cité, p. 199.

[4. Sur les roches cristallines et les dislocations des bords sud-ouest du Massif

mais comme ces gisements, selon Grand'Eury, sont plus récents que le terrain houiller de la Vendée, et que la distance entre les deux groupes est assez grande, cette question peut rester en suspens.

La présence des lignes directrices varisques est très nette dans le Plateau Central. Le terrain primitif affleure en de nombreux points à l'ouest des Vosges sous la couverture des terrains secondaires, par exemple le long de la Moselle, aux environs d'Épinal et au fond d'un grand nombre de vallées jusque dans le voisinage de Bourbonne-les-Bains. Le granite se montre également au jour dans plusieurs localités à l'est du Morvan, près de Sombernon, à l'ouest de Dijon, et ces affleurements indiquent une jonction souterraine qui, des Vosges, s'avance vers le S.W., dans la direction du Plateau Central, à travers la Côte-d'Or.

A l'intérieur du Plateau Central, un alignement remarquable mérite de fixer l'attention.

Près de Decize, sur la Loire, un lambeau de Carbonifère, pincé entre deux failles, affleure au milieu de la plaine<sup>1</sup>. C'est l'amorce

Central de la France, voir L. de Launay, *Notes sur les roches primitives de la feuille de Brives* (Bull. Service Carte géol., I, n° 4, 15 p., 1889); G. Mouret, *Note sur la stratigraphie du Plateau Central entre Tulle et Saint-Céré* (Ibid., I, n° 10, 37 p., 1 pl., 1 carte, 1890), et *Aperçu sur la Géologie de la partie sud-ouest du Plateau Central de la France* (Ibid., XI, 1899-1900, n° 72, p. 51-91, 2 pl., carte géol. et carte schématique); *Carte géologique détaillée de la France*, feuilles de Tulle (173) et Brive (183), par G. Mouret; Franz E. Suess, *Bericht über eine geologische Reise in dem Westen des französischen Centralplateau* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1899, p. 154-167). — Sur les accidents des terrains secondaires parallèles à la bordure, voir E. Fournier, *Le Permien, le Trias et le Jurassique de la feuille de Cahors* (Bull. Service Carte géol., VIII, 1896-1897, n° 51, p. 263-278), et *Le Dôme de la Grésigne, feuille de Montauban* (Ibid., X, 1898-1899, n° 66, p. 331-339, carte); Ph. Glangaud, *Le Lias et le Jurassique moyen en bordure à l'ouest du Plateau Central* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIII, 1895, p. 40-43); *Le Jurassique à l'ouest du Plateau Central. Contribution à l'histoire des mers jurassiques dans le bassin de l'Aquitaine* (Bull. Service Carte géol., VIII, 1896-1897, n° 50 (1895) p. 1-261, carte); *Les dislocations du sol aux environs de Montbron, Charente* (Bull. Muséum d'Hist. Nat., 1896, p. 351-354, carte); *Un plissement remarquable à l'ouest du Massif Central* (C. R. Acad. Sc., CXXVI, 1898, p. 1737-1740, carte). — Les ondulations des assises secondaires se continuent suivant la même direction, au-dessous des plaines du Sud-Ouest de la France, jusqu'aux Pyrénées; Ph. Glangaud, *Les plissements des terrains crétacés du bassin de l'Aquitaine* (C. R. Acad. Sc., CXXVII, 1898, p. 1242-1245, carte schématique); *Étude sur les plissements du Crétacé du bassin de l'Aquitaine* (Bull. Service Carte géol., XI, 1899-1900, n° 70, p. 1-48, pl. I, II); V. Raulin, *Sur les plissements du bassin de l'Aquitaine* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXVII, 1899, p. 114-117.)]

[1. L. de Launay, *Études sur le Plateau Central, II. Le massif de Saint-Saulge et ses relations avec le terrain houiller de Decize* (Bull. Service Carte géol., VII, 1895-1896, n° 46, p. 183-205, 4 pl.); *Carte géologique détaillée de la France*, feuille de Nevers (123). Il semble que la traînée houillère et permienne Commeny-Villefranche-Bourbon-l'Archambault-Decize représente la suite, décrochée vers le N., du bassin d'Autun, prolongé jusqu'à la Loire par le lambeau carbonifère de Diou; de même, la bande Champaignac-Souvigny représenterait la suite des bassins de Bert et du Creusot, rejetée de 35 kilomètres au N.W., comme les lambeaux de Carbonifère marin et de tufs porphy-

d'une longue traînée presque continue de bassins houillers, qui commence à Souvigny, sur le bord septentrional du massif ancien, et se prolonge sans interruption jusqu'à Pléaux, au S. de Mauriac, au sud de la Dordogne. Cette ligne a 160 kilomètres de long, et 220 kilomètres si on la prolonge jusqu'à Decize; sa direction est N. 16° E. Decize est situé un peu en dehors de l'alignement à l'E., ce qui est en harmonie avec l'allure générale de l'arc varisque. « Cette disposition remarquable, écrivait Élie de Beaumont en 1841, s'explique naturellement, en supposant que le terrain ancien a été plié sur lui-même, et que les dépôts houillers dont nous nous occupons dans ce moment sont des lambeaux d'un terrain houiller beaucoup plus étendu, qui ont été *saisis dans la ride* formée sur la surface des roches anciennes<sup>1</sup>. » Un maître à larges vues pouvait seul, alors, formuler une conclusion aussi juste; nous voyons maintenant qu'il s'agit d'une longue directrice varisque, s'étendant jusqu'au bord sud du Plateau Central<sup>2</sup>.

En examinant de plus près le terrain houiller du Plateau

riques des environs de Vichy, Gannat et de l'Ouest du Massif Central sont l'équivalent du synclinal paléozoïque du Beaujolais (VI, fig. 33), dont les sépare la grande faille du Forez (L. de Launay, mém. cité, p. 2-12; Munier-Chalmas, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XX, 1892, p. xlv et suiv.; Michel Lévy, *Ibid.*, p. XLVII).]

1. Dufrenoy et Élie de Beaumont, *Explication de la Carte géologique de la France*, I, in-4°, Paris, 1841, p. 625 et suiv. Élie de Beaumont considérait expressément cette ligne comme faisant partie de son « système du Rhin »; toutefois il comprenait sous cette rubrique non la vraie direction des plis du massif rhénan, mais celle des failles rhénanes, qui coupent à angle aigu la direction des plis. La courbure du grand arc amène dans le Plateau Central la directrice de la chaîne elle-même à prendre la même orientation que les failles du Rhin. Mais la justesse de la comparaison avec les synclinaux renversés et écrasés des Alpes est bien prouvée par ce fait que, dans une des nombreuses petites bandes de terrain houiller situées en dehors de cet alignement principal, à Langeac, sur l'Allier, non seulement le terrain houiller des bords du bassin plonge sous le gneiss, disposition qui n'a rien d'extraordinaire, mais le gneiss recouvre le Carbonifère sur une largeur notable. D'après la description d'Amiot, le massif gneissique de recouvrement a 1 kilomètre de long et atteint 500 à 600 mètres de large; un puits a traversé 36 mètres, un autre 80 mètres de gneiss avant d'arriver dans le terrain houiller, dont les couches ne sont cependant pas renversées. Pour ce motif, on a cru devoir expliquer cette superposition par « une chute partielle » des montagnes voisines, mais il n'est pas nécessaire, pour qu'il y ait faille inverse, qu'on trouve à la fois la série renversée et la série normale. Tournaire, *Note sur la constitution géologique du département de la Haute-Loire et sur les révolutions dont ce pays a été le théâtre* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2<sup>e</sup> sér., XXVI, 1868-69, p. 1122); Amiot, *Bassin houiller de Langeac*, Ministère des Travaux publics, Études des gîtes minéraux de la France), in-4°, Paris, 1881, p. 313, atlas in-fol., dernière pl., coupes n° 1 et n° 10. — Douvillé a fait ressortir avec force la division du Carbonifère en deux séries, au point de vue tectonique (*Sur les terrains houillers des bords du Rhin*, C. R. Acad. Sc., LXXIV, 1872, p. 1323-1325).

[2. Il semble résulter des recherches récentes dont cette partie du Massif Central de la France a été l'objet que ce « chenal » houiller de la haute Dordogne (Mouret, Fayol) ne coïncide pas avec une arête de rebroussement des plis « hercyniens », plis à la direction desquels le sillon en question est plutôt perpendiculaire. Le passage de la direction « armoricaine » à la direction « varisque » serait ménagé, dans tout le triangle

Central<sup>1</sup>, il faut remarquer qu'en divers points de la périphérie, par exemple autour de l'éperon du Morvan<sup>2</sup>, et aussi vers le sud, il existe, le long des fractures marginales, des lambeaux carbonifères fortement redressés : tantôt ils remplissent de petites fosses d'effondrement (*Graben*), et tantôt ils forment la base des voussoirs affaissés sur la bordure, tout comme au pied du Harz et à Goldkronach sur la fracture transversale du Fichtelgebirge. C'est sans doute à ces lambeaux périphériques qu'appartient également, sur la bordure orientale, le bassin houiller et permien d'Autun<sup>3</sup>. Néanmoins, pour la connaissance de sa structure interne, il n'y a lieu de nous occuper que des zones qui suivent un tracé déterminé à l'intérieur même du massif.

Depuis longtemps déjà, les géologues français pensaient qu'il existe un rapport intime entre les terrains anciens des Vosges et ceux du Plateau Central. En 1856, Coquand fit observer que le petit massif granitique de la Serre, près de Dôle, était un véritable trait d'union entre les deux massifs et qu'on pouvait suivre une ligne de dislocation continue depuis l'extrémité méridionale des Vosges jusqu'au Plateau Central.

Vers la même époque, Fournet remarquait que l'axe de Mont-Saint-Vincent, chaînon archéen qui, dirigé vers le N.E., atteint la vallée de la Saône à l'ouest de Chalon, pouvait être suivi entre le

volcanique de l'Auvergne, par une transition graduelle (A. Michel-Lévy, mém. cité; L. de Launay, *Les dislocations du terrain primitif dans le Nord du Plateau Central* (C. R. Acad. Sc., CVII, 1888, p. 961-963; Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XVI, 1887-88, p. 1045-1063, pl. XXXVII); *Études sur le Plateau Central I. La vallée du Cher dans la région de Montluçon* (Bull. Service Carte géol., IV, 1892-1893, n<sup>o</sup> 30, p. 289-328, 2 cartes, 4 pl.); *Les sources thermales de Néris (Allier) et d'Evaux (Creuse)*, Annales des Mines, 9<sup>e</sup> sér., VII, 1895, p. 563-623, pl. XVIII : carte géol. du Nord du Plateau Central; *Sur la relation des sources thermales de Néris et d'Evaux avec les dislocations anciennes du Plateau Central* (C. R. Acad. Sc., CXX, 1895, p. 1288-1291).]

[1. Voir M. Bertrand, *Sur les bassins houillers du Plateau Central de la France* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XVI, 1887-88, p. 517-528); H. Fayol, *Résumé de la Théorie des Deltas et histoire de la Formation du Bassin de Commentry* (Ibid., p. 968-979, pl. XXXII); J. Bergeron, *De l'extension possible des différents bassins houillers de la France* (Mém. Soc. des Ingénieurs civils, 1896, I, p. 727-751, carte, pl. 169).

2. Th. Ebray, *Nullité du système de soulèvement du Morvan* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2<sup>e</sup> sér., XXIV, 1866-67, p. 717-721); Michel-Lévy, *Note sur le terrain houiller des environs de Montreuillon, le long de la bordure occidentale du Morvan* (Ibid., 3<sup>e</sup> sér., VII, 1878-79, p. 914-919); dans un essai relatif aux failles des Alpes, Ebray dit : « C'est dans l'analyse des failles que doit se trouver la théorie de la formation des montagnes. » (Ibid., 2<sup>e</sup> sér., XXIV, 1866-67, p. 403).

[3. Delafond, *Bassin houiller et permien d'Autun et d'Épinac*, I. *Stratigraphie*, in-4<sup>o</sup>, 112 p., carte géol. à 1:40 000, 1 pl., 1890; II. *Flore fossile*, 1<sup>re</sup> partie, par R. Zeiller, 304 p., atlas in-4<sup>o</sup>, pl. I-XXVII, 1890; III. *Poissons fossiles*, par H.-E. Sauvage, 31 p., 5 pl., 1890; IV. *Flore fossile*, 2<sup>e</sup> partie, par B. Renault, 578 p., 1893, atlas in-4<sup>o</sup>, pl. XXVIII-LXXXIX, 1896; V. *Poissons fossiles*, par H.-E. Sauvage, 34 p., 9 pl., 1893 (Ministère des Travaux publics. Études des gites minéraux de la France).]

Doubs et l'Oignon, par Dôle, jusque dans le voisinage de Belfort; il était donc très probable que les révolutions qui ont produit les plissements montagneux de Saône-et-Loire ont étendu leurs effets au delà du massif de la Serre, près de Dôle, jusqu'à Giromagny, dans les Vosges. Fournet parle d'une *chaîne Cébenno-Vosgienne* par opposition à la chaîne du Jura et à l'Estérel, et même par opposition à la Forêt-Noire<sup>1</sup>.

La direction de cette ligne est N.E.-S.W. Entre Giromagny et Belfort, un massif de Rothliegende forme l'extrémité méridionale des Vosges. Il est accompagné à Ronchamp d'un maigre affleurement de terrain houiller<sup>2</sup>, analogue aux lambeaux de la bordure du Morvan, du Harz et de tant d'autres horsts. A partir de cette région, il y a vers le S.W. une série de failles qui laissent affleurer sur une grande étendue, au milieu des plateaux jurassiques, une zone de Trias. Plus au S.W., cette dislocation ou cette série de dislocations coïncide avec le bord sud-est, abrupt, du pointement granitique de la Serre; plus au S.W. encore elle coïncide avec un groupe d'accidents importants, orientés N.E., qui coupent sur une longueur de 60 kilomètres le prolongement méridional du Morvan et passent de la vallée de la Saône dans la vallée de la Loire. Ces accidents N.E.-S.W. circonscrivent les célèbres bassins houillers de Blanzay et du Creusot, qui sont séparés l'un de l'autre par une bande effondrée entre des fractures parallèles de même direction; les sondages ont permis de constater que le terrain houiller y est affaissé à plus de 800 mètres de profondeur<sup>3</sup>. Ces accidents atteignent la vallée de la Loire à Digoïn, et de l'autre côté du fleuve se trouve, dans la même direction, à Bert, un autre gisement de couches houillères exploitables; ce nouveau bassin, encore affaissé entre des cassures, s'oriente perpendiculairement à la direction de l'extrémité septentrionale de la chaîne du Forez. Grand'

1. H. Coquand, *Mémoire géologique sur l'existence du terrain permien et du représentant du Grès vosgien dans le département de Saône-et-Loire et dans les montagnes de la Serre, Jura* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2<sup>e</sup> sér., XIV, 1856-57, p. 13-47, pl. I, surtout p. 40); J. Fournet, *De l'extension des terrains houillers sous les formations secondaires et tertiaires de diverses parties de la France* (Mém. Acad. Lyon, V, 1855, p. 239 et suiv., p. 287); et *Aperçu sur la structure du Jura septentrional* (Ibid., XI, 1861, p. 70); voir en outre Jourdy, *Orographie du Jura Dôlois* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2<sup>e</sup> sér., XXIX, 1871-72, p. 337), et dans d'autres publications.

[2. E. Trautmann, *Bassin houiller de Ronchamp*, in-4<sup>o</sup>, et atlas in-folio, 121 p., Paris, 1885 (Ministère des Travaux publics, Études des gîtes minéraux de la France).]

[3. Delafond, *Observations sur le bassin de Blanzay et du Creusot* (Bull. Service Carte géol., II, 1890-1891, n<sup>o</sup> 42, p. 62-80). — Le sondage de Charmoy, près du Creusot, a traversé le Permien inférieur sur 1104 mètres avant de pénétrer dans le soubassement, formé de granulite massive (A. Michel-Lévy, C. R. Acad. Sc., CXXII, 1896, p. 1503).]

Eury a d'ailleurs montré que les couches de Bert ne sont pas d'âge carbonifère, mais permien; elles ne représentent donc pas la continuation directe des couches de Blanzzy et du Creusot; toutefois, l'analogie d'allure est si grande que nous devons les considérer comme le prolongement du terrain permien situé au toit des grandes bandes houillères de la rive droite de la Loire<sup>1</sup>.

La longueur de cette dislocation, entre Bert et l'extrémité méridionale des Vosges, est d'environ 280 kilomètres.

Il est important de remarquer que cet accident, facile à suivre sur les cartes géologiques, forme dans les Vosges l'extrémité méridionale du massif, à la Serre la fracture marginale d'un petit horst, et s'engage ensuite dans l'épaisseur même du Plateau Central. D'après les renseignements assez sommaires qu'on possède à son sujet, cet accident est, du moins en grande partie, d'âge post-permien, et même, au nord-est, d'âge post-jurassique; mais ses rapports avec les traînées houillères plissées de Saône-et-Loire indiquent que la faille actuelle coïncide avec la direction originelle de la chaîne; c'est donc une véritable dislocation longitudinale, comme la grande cassure de Saint-Avold, dans le bassin de la Sarre.

Élie de Beaumont désigne le prolongement méridional du Morvan sous le nom de « chaîne de Tarare ». Quoique interrompue vers l'est par la grande fracture de la vallée du Rhône<sup>2</sup>, cette chaîne est cependant composée de terrains orientés N.E.-S.W., et elle renferme des zones de couches paléozoïques, en partie anthracifères, qui suivent la même direction<sup>3</sup>. Le bassin houiller de Saint-

1. Grand'Eury, *Flore carbonifère du département de la Loire*, in-4°, Paris, 1877, II, p. 319-320.

[2. Voir Ch. Depéret, *Aperçu sur la structure générale et l'histoire de la formation de la Vallée du Rhône* (Annales de Géogr., IV, 1894-95, p. 432-452, 2 cartes).

3. Élie de Beaumont, *Explication de la Carte géologique*, I, p. 152. [Voir aussi A. Michel-Lévy, Notice pour le *Panneau du Plateau Central* (Expos. Univ. de 1889, Notices relat. aux Trav. des Ponts et Chaussées et des Mines, p. 60-72); *Note sur les Roches éruptives et cristallines des Montagnes du Lyonnais* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XVI, 1887-88, p. 216-228); *Étude sur les Roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc* (Bull. Service Carte géol., I, n<sup>o</sup> 9, 1890, p. 24-26); L. Gallois, *Mâconnais, Charolais, Beaujolais et Lyonnais* (Annales de Géogr., III, 1893-94, p. 201-212 et 428-449, carte; IV, 1894-95, p. 287-309); Termier, *Étude sur le massif cristallin du Mont Pilat, sur la bordure orientale du Plateau Central entre Vienne et Saint-Vallier, et sur la prolongation des plis synclinaux houillers de Saint-Étienne et de Vienne* (Bull. Service Carte géol., I, n<sup>o</sup> 4, 56 p., 1 pl., carte, 1889); *Carte géologique détaillée de la France*, feuilles 147 (*Charolles*), 148 (*Mâcon*), 158 (*Roanne*), 159 (*Bourg*), 167 (*Montbrison*), 168 (*Lyon*) et 177 (*Saint-Étienne*). — Les travaux de M. Michel Lévy ont montré que le relief actuel de la région comprise entre la vallée de l'Allier et celle de la Saône résulte d'un véritable plissement, à grand rayon de courbure, sous l'influence des mouvements qui, plus à l'est, ont donné naissance aux Alpes et au Jura. Ces larges ondulations tertiaires s'orientent à peu près du N. au S. et coupent obliquement, en conséquence, les plis paléozoïques (varisques).]

Étienne est aussi orienté transversalement à la chaîne et affecte une direction qui n'en diffère pas sensiblement<sup>1</sup>.

Il n'est pas nécessaire d'entrer dans de plus longs détails. Les lignes Decize-Souvigny-Montaigut-Mauriac et Belfort-Serre-Blanzay-Digoin-Bert, ainsi que la direction des zones successives du Morvan et de la chaîne de Tarare, prouvent que toute la partie orientale du Plateau Central, avec les régions volcaniques et jusqu'à la Dordogne, appartient à l'arc varisque, et que les tronçons internes de cet arc montrent, dans la région du rebroussement, une tendance à se disposer en angle aigu : en d'autres termes, la courbure s'y accentuerait davantage, passant de la direction S.W. à la direction S.S.W.

La pénétration du système armoricain dans le Plateau Central n'est pas aussi nettement indiquée ; toutefois, l'allure des chaînes de hauteurs de la Vendée et leur prolongement visible au-dessous de Poitiers ne permettent guère de douter qu'on doive y rattacher la partie ouest, d'ailleurs la moins étendue, du Plateau Central<sup>2</sup>.

Si l'on replace maintenant bout à bout les tronçons qui viennent d'être décrits, on constate que la jonction (*Schaarung*) des chaînes armoricaine et varisque se fait tout au travers de la France. Le raccordement des bords externes renversés se produit entre Douai et Valenciennes. Plus au sud, ces chaînes montagneuses devaient autrefois se rencontrer un peu à l'est de Paris et les branches internes se rejoignaient sous un angle aigu beaucoup plus au sud, dans la région des sources de la Dordogne.

Les hautes montagnes de jadis ont été rabotées et fracturées, et elles se sont effondrées en partie. Ce n'est pas sans peine que nous parvenons, en nous aidant des amorces de synclinaux pincées dans leur masse, à rétablir le tracé des grands plis qui les constituaient. Mais sur ces ruines, dans le Sud-Est de l'Angleterre et le Nord de la France, l'ancienne force plissante s'est réveillée après l'écroulement et a fait naître les chaînons posthumes du Weald, de l'île de Wight et du Pays de Bray ; de même, c'est sur le massif ancien que, dans l'Est, se sont formés les synclinaux crétacés des Sudètes.

[1. L. Gruner, *Bassin houiller de la Loire*, 2 vol. in-4° et atlas in-f°, Paris, 1882-83 (Ministère des Travaux publics. Études des gîtes minéraux de la France).]

[2. Sur la structure très complexe des terrains cristallophylliens du Limousin, où domine d'ailleurs, en effet, la direction N.W.-S.E. (armoricaine), voir les travaux de G. Mouret, déjà cités, et les notes préliminaires de M. Le Verrier sur la *Feuille de Limoges* (Bull. Service Carte géol., VI [1893], p. 47-54, carte schématique ; VII [1894], p. 53-56 ; VIII [1895], p. 86-88) ; voir aussi L. de Launay, Notes sur la *Feuille de Confolens* (Ibid., IX [1896], p. 301-303 ; X [1897], p. 24-26) et sur les *Feuilles de Guéret et d'Aubusson* (Ibid., X [1898], p. 499-503) ; *Carte géologique détaillée de la France*, feuilles de *Confolens* (154) et *Limoges* (164).]

Dans l'Europe Centrale, il s'est produit un autre phénomène : ici encore, des mouvements de plissement plus récents se sont reproduits suivant les anciennes directions; mais ces mouvements ne se sont pas fait sentir sur les anciens tronçons de l'arc, ils ont plutôt été arrêtés par les bords des fractures qui limitent les voussoirs non affaissés ou moins profondément affaissés que leur pourtour. C'est ainsi que les plissements arqués du Jura, dont la direction ne diffère guère de celle des plis varisques, font face à l'extrémité méridionale des Vosges, pour être arrêtés par la Serre, et au delà de la Serre on ne trouve plus que des plateaux formés de terrain jurassique<sup>1</sup>. De même, le tracé de toute la bordure externe des Alpes est déterminé par la position des massifs qui occupent l'avant-pays.

Nous voyons encore quelque chose de plus sur la carte d'Europe. *Le contraste actuel des Pyrénées et des Alpes est la répétition de celui qui existait autrefois entre la chaîne armoricaine et la chaîne varisque.*

La connaissance des rapports des Alpes avec les Pyrénées a fait dans ces derniers temps, grâce aux efforts des géologues français et en particulier aux travaux de Marcel Bertrand sur la Provence, de très grands progrès, et il y a lieu de rectifier en conséquence plus d'une opinion adoptée jusqu'à ce jour; le résultat le plus important de ces recherches consiste dans la démonstration donnée par M. Bertrand que le massif d'Hyères (I, fig. 61, p. 353), au lieu d'être un horst comparable au Plateau Central et jouant le rôle d'obstacle, fait partie d'une chaîne autonome, plissée sous l'influence d'une force agissant du Sud au Nord.

Mais commençons par examiner sur la carte de Carez et Vasseur l'allure des plis extérieurs, entre Genève et la Méditerranée<sup>2</sup>.

On peut tout d'abord signaler le fait que, d'après Bourgeat, les plissements de la chaîne du Jura, entre la vallée de l'Ain et le lac de Genève, peut-être par suite de la résistance du massif de la Serre, près de Dôle, présentent successivement, sept fois de suite, des couches renversées<sup>3</sup>. Puis ces plissements prennent, vers le

1. Jourdy, Mém. cité, p. 376. [Voir aussi W. Kilian, *Contribution à la connaissance de la Franche-Comté septentrionale. Les collines préjurassiennes et le Jura du Doubs* (Annales de Géogr., III, 1893-94, p. 319-345, carte tectonique); *Carte géologique détaillée de la France*, feuilles 113 (Gray) et 114 (Montbéliard).]

2. G. Vasseur et L. Carez, *Carte géologique de la France*, feuilles IX et XII. [Voir aussi la *Carte géologique de la France* à l'échelle du millionième, 1889, feuille S.E. M. Bertrand, *Les lignes directrices de la géologie de la France* (Revue générale des Sc., V, 1894, p. 665-682, carte; C. R. Acad. Sc., CXVIII, 1894, p. 258-262, carte).]

3. Bourgeat, *Sur la répartition des renversements de terrains dans la région du Jura comprise entre Genève et Poligny* (C. R. Acad. Sc., CII, 1886, p. 563-565). [Voir

sud, à mesure que la courbe de la chaîne du Jura s'atténue, aux environs du lac du Bourget, une direction presque méridienne<sup>1</sup>; mais déjà, à partir de Chambéry, ils reprennent la direction du S.S.W.<sup>2</sup>, autrement dit, ils avancent de nouveau vers la vallée du Rhône, et la cause de cette déviation doit être cherchée dans l'intérieur de la chaîne, où le puissant massif granitique du *Pelvoux*<sup>3</sup> se détache en forte saillie. Bientôt, la courbe que les plis décrivent autour du Pelvoux s'élargit de plus en plus : de S.S.W., leur direction redevient N.-S., puis S.E.<sup>4</sup>, enfin au sud du Pelvoux apparaissent des chaînons orientés exactement E.-W., presque perpendiculairement à la direction générale des Alpes, et qui pourtant ne correspondent qu'à la ceinture méridionale de ce massif (fig. 37). Ces chaînons transversaux<sup>5</sup>, dont font partie le Ventoux et la Montagne de Lure, ne vont pas rejoindre le bord externe de la chaîne principale des Alpes. Une profonde échancrure de dépôts miocènes, qui pénètre dans la chaîne à l'ouest de Digne, accentue plus nettement encore l'indépendance du Pelvoux<sup>6</sup>; puis, au delà de ce « golfe » tertiaire, commencent, dessi-

aussi, du même auteur : *Recherches sur les formations coralligènes du Jura méridional*, in-8°, 186 p., Lille, 1887 (Thèse de Doctorat, Paris); *Sur quelques phénomènes de glissement dans le Jura* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXVI, 1898, p. 447-452).]

[1. Voir E. Haug, article *Jura* du *Dictionnaire géographique de la France* de P. Joanne, in-4°, III, 1894, p. 2001-2006. carte; H. Schardt, *Études géologiques sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura, chaîne du Reculet-Vuache* (Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., XXVII, 1891, p. 69-158, pl. VI-X; reproduit. Eclogae Geol. Helv., II, 1891, p. 253-344, pl. 4-8); A. Riche, *Étude stratigraphique sur le Jurassique inférieur du Jura méridional*, in-8°, Paris, 1893, carte schématique de la p. 13; Bull. Service Carte géol., IX [1896], p. 151; X [1897], p. 159; X [1898], p. 124; H. Schardt, *Excursion géologique dans le Jura méridional* (Livret-Guide géol. dans le Jura et les Alpes de la Suisse, Lausanne, 1894, p. 1-10, pl. 1); *Carte géologique de la Suisse*, 1 : 100 000, feuille XVI, 2<sup>e</sup> éd.; *Carte géologique détaillée de la France*, feuilles 149 (*Saint-Claude*), 160 (*Nantua*), etc.]

[2. Voir la *Carte géologique détaillée de la France*, feuilles 178 (*Grenoble*) et 188 (*Vizille*), par Ch. Lory, 1884; Hollande, *Contact du Jura méridional et de la zone subalpine aux environs de Chambéry* (Bull. Service Carte géol., IV, n° 29, 1892-1893, p. 261-287); E. Haug, *Études sur la tectonique des hautes chaînes calcaires de Savoie* (Ibid., VII, n° 47, 1895-1896, p. 207-297, carte, 5 pl.); H. Douxami, *Études sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale*, in-8°, 318 p., 6 pl., 1896 (Annales Univ. de Lyon, XXVII); J. Révil et J. Vivien, *Note sur la structure de la chaîne Nivollet-Revard* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXVI, 1898, p. 365-371). Voir aussi, sur la zone « subalpine » du Dauphiné, une discussion entre E. Haug, W. Kilian et P. Lory (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIII, 1895, p. ccv-ccvii; XXIV, 1896, p. 34-38, 91-93, 174-175 et 236-237).]

[3. P. Termier, *Sur la tectonique du massif du Pelvoux* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIV, 1896, p. 734-758, pl. XXV : carte.)]

[4. Voir la *Carte géologique détaillée de la France*, feuille 199 (*Die*).]

[5. Voir la *Carte géologique détaillée de la France*, feuille 211 (*Le Buis*).]

[6. C'est dans l'intervalle entre les massifs du Pelvoux et des Alpes Maritimes que les phénomènes de refoulement horizontal paraissent avoir atteint, dans les Alpes

nant une nouvelle courbe, tournée en grande partie vers le sud, les plis externes des *Alpes Maritimes*, qui, étroitement serrés les

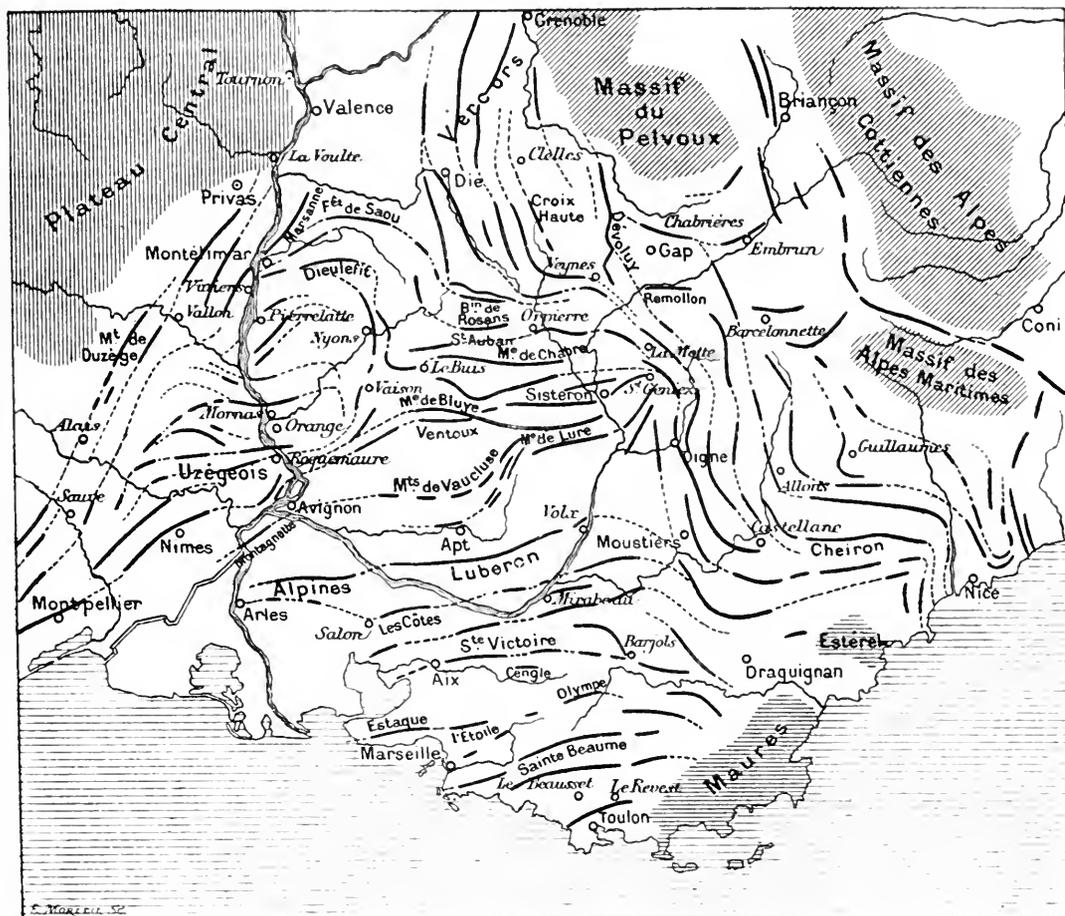


FIG. 37. — Allure générale des plissements tertiaires dans le Sud du Dauphiné, en Provence et dans la vallée du Rhône, d'après W. Kilian (*Description géologique de la Montagne de Lure*, 1888, p. 399, fig. 54).

Les hachures représentent les massifs cristallins. — Direction des affleurements et des dislocations (Plis, failles, etc.); --- Raccords hypothétiques de ces lignes. — Échelle de 1 : 2 500 000.

Françaises, leur plus grande intensité; voir E. Haug, *Les Chaines subalpines entre Gap et Digne* (Bull. Service Carte géol., III, n° 21, 1891-1892, p. 1-197, carte, 3 pl.); W. Kilian et E. Haug, *Esquisse de la structure géologique des environs de Barcelonnette, Basses-Alpes* (Travaux Laboratoire Géol. Grenoble, III, n° 2, 1896, p. 1-8); E. Haug et W. Kilian, *Notice géologique sur la Vallée de Barcelonnette* (Société Botanique de France, Session extraord. dans la haute Vallée de l'Ubaye, en août 1897. Notices publiées par le Comité local d'organisation, in-8°, Montpellier, 1897, p. 9-16, carte schématique); E. Haug et W. Kilian, *Les lambeaux de recouvrement de l'Ubaye* (C. R. Acad. Sc., CXIX, 1894, p. 1285-1288); W. Kilian, *Sur la constitution géologique des massifs de la haute Bléone et du haut Var* (Ibid., CXXIV, 1897, p. 516-518); W. Kilian et E. Haug, *Sur l'origine des nappes de recouvrement de la région de l'Ubaye* (Ibid., CXXIV, 1898, p. 554-557); *Rapports annuels* (Bull. Service Carte géol., nos 59, 63, 69, etc.); *Carte géologique détaillée de la France*, feuille 212 (*Digne*); W. Kilian et E. Haug, *Notice explicative de la feuille Digne*, in-8°, 22 p., Grenoble, 1898. — Sur la structure de la région comprise entre le massif du Pelvoux et la frontière italienne, voir P. Termier, *Les nappes de recouvrement du Briançonnais* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3° sér., XXVII, 1899, p. 47-84. pl. I : carte.)]

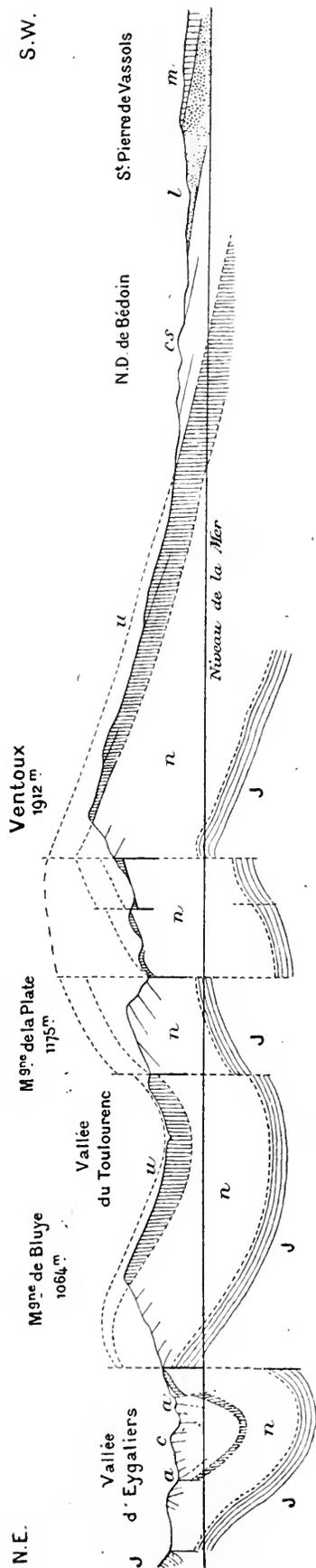


FIG. 38. — Coupe figurative des plissements du massif du Ventoux, d'après F. Leonhardt (*Étude géologique de la Région du Mont Ventoux*, 1883, pl. 1, fig. 36).

*J*, Jurassique supérieur; *n*, Néocomien; *u*, Urgonien; *a*, Aptien; *c*, Cénoomanien; *l*, Terrain lacustre (Oligocène); *m*, Mollasse marine (Miocène).  
Échelle de 1 : 120 000 (hauteurs et longueurs).

uns contre les autres, atteignent enfin la mer au sud, près de Nice, après s'être infléchis une seconde fois<sup>1</sup>.

Ainsi, nous voyons d'abord l'arc du Jura se détacher dans le voisinage du lac du Bourget. Puis nous voyons la ceinture du Pelvoux s'avancer d'une manière indépendante et se terminer au sud par des chaîons transversaux, en nous rappelant que le Pelvoux représente l'extrémité de la chaîne granitique extérieure qui vient du Mont-Blanc. Enfin apparaît la bordure externe des Alpes Maritimes, également accompagnée de chaîons transversaux, et ces plis tournent au S.S.E. et au S. vers la mer.

Naturellement, cette disposition a pour effet de donner une structure assez compliquée aux diverses chaînes de hauteurs. Leonhardt et Kilian ont décrit récemment la chaîne

[1. Ph. Zürcher, *Note sur la structure de la région de Castellane* (Bull. Service Carte géol., VII, n° 48, 1895-1896, p. 299-335, 4 cartes, 2 pl.); *Notice-Guide pour les excursions dans la région de Castellane* (Trav. Laboratoire Géol. Grenoble, III, n° 2, 1896, p. 77-106, 1 pl.; Bull. Soc. Statistique de l'Isère, III, 1896, p. 85-114, 3 pl.); *Note sur la structure de divers points de la région de Castellane* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIII, 1895, p. 938-951, pl. XIX, XX, XXVI); *Note sur l'influence de la nature d'ensemble des masses sédimentaires sur leur mode de dislocation* (Ibid., XXV, 1897, p. 158-136, pl. IV); *Le relief du*

transversale Ventoux-Lure; c'est, en somme, une grande voûte, traversée sur une notable partie de sa longueur par une faille longitudinale dont la lèvre septentrionale est abaissée (fig. 38) <sup>1</sup>.

La chaîne Ventoux-Lures'abaisse en pente douce vers le S., et au sud, entre la Durance et le Rhône, vient une nouvelle chaîne parallèle, le Léberon, dans le prolongement occidental de laquelle se trouve la chaîne des Alpines, qui se termine près d'Arles <sup>2</sup>.

La direction approximativement

*sol dans la partie méridionale des Basses-Alpes* (Annales de Géogr., VII, 1898, p. 308-328, carte, 4 pl.); *Carte géologique détaillée de la France*, feuille 224 (Castellane); L. Bertrand, *Sur la tectonique de la partie nord-ouest du département des Alpes-Maritimes* (C. R. Acad. Sc., CXXI, 1895, p. 137-141, carte); *Étude géologique du Nord des Alpes-Maritimes* (Bull. Service Carte géol., IX, 1897-1898, n° 56 (1896), p. 1-214, 6 pl., 2 cartes); *Feuille de Nice* (Ibid., X, n° 69, 1899, Comptes rendus des collaborateurs pour la campagne de 1898, p. 86-89, carte).]

1. F. Leenhardt, *Étude géologique de la région du mont Ventoux*, in-4°, Montpellier et Paris, 1883, 273 p., carte, 4 pl. de coupes; W. Kilian, *Note préliminaire sur la structure géologique de la Montagne de Lure, Basses-Alpes* (C. R. Acad. Sc., CII, 1886, p. 1407-1409; et *Note géologique sur la Chaîne de Lure* (Feuille des Jeunes Naturalistes, Paris, XVII, 1887, p. 48-55, coupe). La position de cette chaîne m'a déterminé à la rapporter à la ceinture du Pelvoux; Kilian la compare aux chaînes transverses plus méridionales. [Voir surtout W. Kilian, *Description géologique de la Montagne de Lure, Basses-Alpes* (Annales des Sc. Géol., XIX et XX, et à part, in-8°, 458 p., 8 pl., 3 cartes géol., Paris, 1888); *Note sur la structure de la Montagne de Lure et des environs de Sisteron, Basses-Alpes* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3° sér., XXIII, 1895, p. 642-658); *Notice sur la Montagne de Lure* (Trav. Laboratoire Géol. Grenoble, III, n° 2, 1896, p. 49-76, 7 pl.); *Carte géologique détaillée de la France*, feuilles 211 (*Le Buis*) et 223 (*Forcalquier*).]

[2. Voir la *Carte géologique détaillée de la France*, feuilles 222 (*Avignon*) et 234 (*Arles*), par F. Fontannes et L. Carez.]

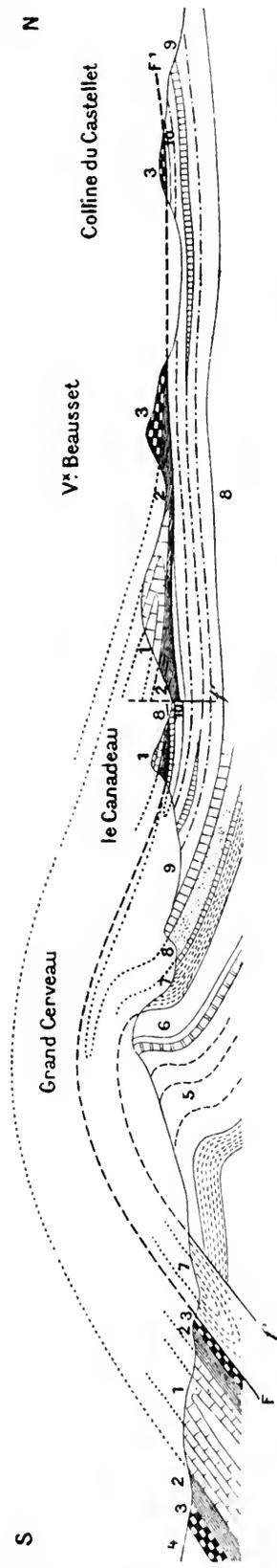


FIG. 39. — Coupe des lambeaux de recouvrement du Beausset, d'après M. Bertrand (Bull. Soc. Géol. de France, 3° sér., XV, 1886-87, pl. XXIII, fig. 1).

- 1. Muschelkalk; 2. Marnes irisées; 3. Infralias; 4. Lias; 5. Terrain jurassique; 6. Néocomien et Urgonien; 7. Aptien et Cénomannien; 8. Sables turoniens et calcaires à *Hippurites cornuacinum*; 9. Sénonien; 10. Couches à *Ostrea acutirostris* et à Turritelles. — *F'F'*, Grande faille; *ff*, Failles secondaires. - - Échelle de 1 : 60 000 (longueurs et hauteurs).

E.-W. continue à régner jusqu'à la chaîne de la Sainte-Baume, à l'E. de Marseille; M. Bertrand a montré que cette chaîne, sur une étendue de 15 kilomètres, est complètement renversée vers le nord. Puis, au delà de cette chaîne, c'est-à-dire vers le sud, vient un nouveau chevauchement, plus remarquable encore, qui commence dans les environs de Saint-Cyr; plus à l'est, auprès du Beausset, au N.W. de Toulon, les choses vont même si loin qu'un lambeau de Trias complètement écrasé recouvre le Crétacé supérieur, avec un déplacement horizontal que Bertrand évalue à 6 kilomètres au moins (fig. 39)<sup>1</sup>. Nous nous trouvons ici dans la chaîne plissée in-

1. M. Bertrand, *Coupes de la chaîne de la Sainte-Baume, Provence* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIII, 1884-85, p. 115-130, pl. VI, VII); et *Rôle des actions mécaniques en Provence; explication de l'anomalie stratigraphique du Beausset* (C. R. Acad. Sc., CIV, 13 juin 1887, p. 1735-1738). [Voir aussi, du même auteur: *Ilot triasique du Beausset (Var). Analogie avec le bassin houiller franco-belge et avec les Alpes de Glaris* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XV, 1886-87, p. 667-702, pl. XXIII-XXIV, carte et coupes); *Notes et additions sur le pli du Beausset* (Ibid., XVI, 1887-88, p. 79-84); *Les plis couchés et les renversements de la Provence. Environs de Saint-Zacharie* (C. R. Acad. Sc., CVI, 1888, p. 1433-1436); *Allure générale des plissements des couches de la Provence; analogie avec ceux des Alpes* (Ibid., p. 1613-1615); *Nouvelles études sur la chaîne de la Sainte-Baume. Allure sinueuse des plis de la Provence* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XVI, 1887-88, p. 748-778, pl. XXVI-XXVII, carte et coupes); *Plis couchés de la région de Draguignan* (Ibid., XVII, 1888-89, p. 234-246; C. R. Acad. Sc., CVII, 1888, p. 701-703); *Un nouveau problème de la Géologie provençale. Pénétration des Marnes Irisées dans le Crétacé* (Ibid., p. 878-882); *Notice pour le Panneau de la Provence et des Alpes Maritimes* (Expos. Univ. de 1889, Notices relat. aux Trav. des Ponts et Chaussées et des Mines, p. 92-134); *Sur le plissement de la nappe de recouvrement du Beausset* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIX, 1890-91, p. 1096-1100); *Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Provence* (Ibid., p. 1137-1218); *Le massif d'Altauch* (Bull. Serv. Carte géol., III, 1891-92, n° 24, p. 283-333, 1 carte, 1 pl.; Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIX, 1890-91, p. cii-cv); *La Basse Provence. Relief et lignes directrices* (Annales de Géogr., VI, 1897, p. 212-229, carte tectonique, pl. VI); *Les massifs montagneux et les vallées* (Ibid., VII, 1898, p. 14-33, carte hypsométrique, pl. I); *Le bassin crétacé de Fuveau et le bassin houiller du Nord* (Annales des Mines, 9<sup>e</sup> sér., XIV, 1898, p. 5-85, pl. I-III); *La nappe de recouvrement des environs de Marseille. Lame de charriage et rapprochement avec le bassin houiller de Silésie* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXVI, 1898, p. 632-652); *La grande nappe de recouvrement de la Basse-Provence* (Bull. Service Carte géol., X, 1898-99, n° 68, p. 397-467, 3 pl. et cartes). L'ensemble de ces recherches a conduit M. Bertrand à étendre de plus en plus le rôle des grands mouvements horizontaux: c'est à quarante kilomètres au minimum que ce savant évalue aujourd'hui la largeur des recouvrements au N. E. de Marseille. — Voir aussi L. Collot, *Description géologique des environs d'Aix en Provence*, in-4°, 234 p., carte géol., 3 pl., Montpellier, 1880; *Plis couchés de la feuille d'Aix* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIX, 1890-91, p. 1134-1152). — Ph. Zürcher, *Note sur la continuation de la chaîne de la Sainte-Baume* (Bull. Service Carte géol., II, 1890-91, n° 48, p. 321-349, carte, 3 pl.); *Note sur les zones de plissement de Salernes et d'Aups* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIX, 1890-91, p. 1178-1201, pl. XXVIII-XXIX, coupes); *Note sur les phénomènes de recouvrement des environs de Toulon* (Ibid., XXI, 1893, p. 65-77, pl. I, II: carte et coupes); M. Bertrand et Zürcher, *Sur un témoin d'un nouveau pli couché près de Toulon; phyllades superposés au Trias* (C. R. Acad. Sc., CXII, 1891, p. 1083-1086). — E. Fournier, *Allure générale des mouvements orogéniques dans les environs de Marseille* (Assoc. Fr. pour l'Avancement des Sc., XX, 1891, II, p. 416-421, 1892); *Esquisse géologique des environs*

dépendante dont il a déjà été question et à laquelle, selon toute apparence, on doit rapporter l'ensemble des reliefs compris entre l'embouchure du Rhône et Antibes.

Il se produit donc dans le Sud-Est de la France un rebroussement des plis (*Schaarung*) très compliqué; en effet, il y a là convergence de mouvements de plissement dirigés du N. au S. sur le bord méridional du Pelvoux, du N. au S. également sur le bord méridional des Alpes Maritimes et plus loin sur le Var de l'E. à l'W., puis sur le bord externe de la chaîne d'Hyères du S. au N. et sur le Var de l'W. à l'E. La conséquence de cette disposition est un plissement général du pays intermédiaire, avec une énergie très variable il est vrai, mais en somme le phénomène se traduit par la formation de chaînes de hauteurs comme les Alpines et le Léberon, dans les parties relativement ouvertes de la région du rebroussement, et par le resserrement et le froissement de plus en plus marqué des plis convergents, à mesure que, de Castellane au Var, le bord des Alpes et celui de la chaîne d'Hyères se rapprochent.

M. Bertrand considère avec raison le massif des Maures ou « chaîne d'Hyères » comme un important trait d'union autonome, dans l'intervalle qui sépare aujourd'hui les Pyrénées des chaînons des Alpes<sup>1</sup>. Nous voyons que les Alpes et les Pyrénées ne viennent

*de Marseille*, in-8°, 406 p., 21 pl. de coupes, Marseille, 1890; *Études stratigraphiques sur le massif d'Allauch* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIII, 1895, p. 508-545); *Note sur la tectonique de la chaîne de l'Étoile et de Notre-Dame-des-Anges* (Ibid., XXIV, 1896, p. 225-266); *Le pli de la Sainte-Baume et son raccord avec le pli périphérique d'Allauch* (Ibid., p. 663-708, pl. XXIV, carte); *La tectonique de la Basse-Provence* (Feuille des Jeunes Naturalistes, 3<sup>e</sup> sér., XXVI et XXVII, 1896-97); *Études sur la tectonique des massifs de Marseilleveyre et de la Tête Puget* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXVI, 1898, p. 431-444); *Observations sur la tectonique de la bordure méridionale du bassin crétacé de Fuveau* (Ibid., p. 613-631). — J. Gollier, *Essai d'explication de la tectonique du massif d'Allauch, du bassin d'Aix et des chaînes qui l'entourent* (Ibid., p. 171-193). — A. Bresson, *Observations sur la structure du massif de Saint-Julien, près Marseille* (Ibid., XXVI, 1898, p. 340-346). — J. Repelin, *Formation progressive du relief de la Provence, (Études sur Marseille et la Provence, publiées par la Société de Géographie de Marseille (Congrès Nat. des Soc. fr. de Géogr., XIX, 1898) in-8°, p. 1-15, 7 cartes).* — *Carte géologique détaillée de la France*, feuilles 235 (*Aix*), 236 (*Draguignan*), 247 (*Marseille*) et 248 (*Toulon*), par M. Bertrand, L. Collot et Ph. Zürcher.]

[1. Sur la jonction des Alpes et des Pyrénées, voir I, p. 304; voir aussi Vasseur et E. Fournier, *Preuves de l'extension sous-marine, au sud de Marseille, du massif ancien des Maures et de l'Estérel* (C. R. Acad. Sc., CXXII, 1896, p. 209-213, carte). — Pour l'étude des faisceaux de plis affectant les terrains secondaires de la rive droite du Rhône, voir A. Torcapel, *Le plateau infra-crétacé des environs de Nîmes* (Bull. Service Carte géol., VI, 1894-95, n° 39, p. 147-168, 1 carte, 1 pl.); Fr. Roman, *Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le Bas-Languedoc*, in-8°, 366 p., 9 pl., carte tectonique, Paris, 1897 (Annales Univ. Lyon, XXXIV), et *Structure orographique et géologique du Bas-Languedoc entre l'Hérault et le Vidourle* (Annales de Géogr., VIII, 1899,

pas se raccorder directement en s'écartant comme les deux branches d'un V. Nous voyons en outre que sur le versant sud du Pelvoux et des Alpes Maritimes, la force plissante, dirigée partout ailleurs vers le nord dans les Alpes, arrive à tourner complètement vers le sud, comme c'est le cas à l'extrémité des Carpathes, dans le Sud de la Transylvanie. Peut-être même parviendrait-on à montrer, dans le rebroussement des plis qui se produit sur le cours inférieur du Var, un nouvel exemple, sur une petite échelle il est vrai, du contraste de direction des mouvements tangentiels<sup>1</sup> qui a été signalé suivant des proportions si grandioses entre l'Himalaya et les chaînes Birmanes, dans la vallée du Brahmapoutra (I, p. 593).

Ainsi, plusieurs arcs se pressent dans le Midi de la France. Nous ne voyons pas l'amorce des Pyrénées, mais nous observons le plan des chaînes de montagnes et nous constatons l'analogie si remarquable des chaînes récentes avec les anciennes.

Il résulte de là que le mouvement tangentiel prépondérant vers le nord, qui caractérise les Alpes et les Pyrénées, est pour le Nord de l'Europe, aussi loin que vont les plis calédoniens, antérieur au Dévonien, et pour toute l'Europe centrale antérieur au Carbonifère. En considérant le rebroussement dont les traces subsistent dans le Plateau Central de la France et la situation que ce massif occupe entre les Alpes et les Pyrénées, nous avons même le droit de parler des *Alpes Varisques* et des *Pyrénées Armoricaines* : nous comprenons sous ces dénominations l'ancienne charpente orographique anté-permienne.

*Dans les horsts, disions-nous, se révèle une ancienne Europe* (I, p. 264). Nous pouvons maintenant en suivre les linéaments principaux. Une grande chaîne de montagnes plissées naît dans le Centre de la France, dans une région à l'extrémité septentrionale

p. 117-126); *Carte géologique détaillée de la France*, feuille 233 (Montpellier); Depéret, *Sur les plis tertiaires de la région de Saint-Chinian, Hérault* (Bull. Soc. géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXII, 1894, p. CLVI-CLVIII; Bull. Service Carte géol., VII, 1895-96, n<sup>o</sup> 44, p. 87-88); R. Nicklès, *Sur la tectonique des terrains secondaires du Sud de la Montagne-Noire* (C. R. Acad. Sc., CXXVII, 1898, p. 678-680); P. G. de Rouville, *L'Hérault géologique*, II. *Atlas d'anatomie stratigraphique du territoire de l'Hérault*, in-4<sup>o</sup>, Montpellier [1897].]

[1. Voir W. Kilian et Ph. Zürcher, *Notice sur la région d'Escragnolles (Alpes-Maritimes), avec la collaboration de M. A. Guebhard* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIII, 1893, p. 952-969, pl. XXVIII); A. Guebhard, *Tectonique d'un coin difficile des Alpes-Maritimes* (Assoc. franç. Avanc. Sc., Caen, 1894, II, p. 479-496, carte géol., 1 pl.); *Esquisse géologique de la Commune de Mons, Var* (Bull. Soc. d'Études scient. Draguignan, XX, 1897, p. 225-319, carte, 1 pl.). Voir aussi W. Kilian, *Sur l'existence de phénomènes de recouvrement aux environs de Gréoulx (Basses-Alpes) et sur l'âge de ces dislocations* (C. R. Acad. Sc., CXV, 1892, p. 1024-1026); E. Haug, *De la coexistence, dans le bassin de la Durance, de deux systèmes de plis conjugués, d'âge différent* (Ibid., CXX, 1895, p. 1357-1360).]

de laquelle se trouvent aujourd'hui Douai et Valenciennes et qui, vers le sud, coïncide avec le cours supérieur de la Dordogne. Cette chaîne, dessinant vers le N.W. et l'W.N.W. une série d'arcs concentriques, occupe l'Ouest et le Nord de la France, le Sud de l'Angleterre et une zone étroite au sud du Pays de Galles et de l'Irlande. En Bretagne, dans la Cornouaille, à la Bantry Bay, on voit encore aujourd'hui les plis aboutir à l'Océan, qui cache ensuite au regard les ruines de ces montagnes.

De la même arête de rebroussement partent d'autres tronçons incurvés vers le N.N.E. et le N.E., qui embrassent toute la partie actuelle du continent comprise entre l'extrémité méridionale de la Forêt-Noire et le bassin houiller de la Ruhr, le Harz, l'Erzgebirge et les Sudètes.

Ces anciennes chaînes s'écroulent et de nouveaux plissements terrestres viennent s'y adosser vers le sud. Les Pyrénées et les Alpes reproduisent les anciennes directions, épousant les contours des fragments restés en saillie qui les arrêtent comme autant d'obstacles. Mais les Carpathes, que ne retiennent aucune paroi de fracture, débordent par-dessus le massif ancien.

C'est ainsi que dans le Plateau Central de la France, dans la région du raccordement, les grandes lignes tectoniques convergent vers le sud, tandis que dans la Bohême septentrionale et centrale, dans la partie médiane de l'arc, elles convergent vers le nord; de sorte que dans le premier cas la figure caractéristique est un V, dans le second, la même lettre renversée  $\Lambda$ . En effet, les longues lignes de fracture de la fosse silurienne de la Bohême, que Krejčí nous a fait connaître, et la faille du pied de l'Erzgebirge, de même que la ligne de fracture de la Doubrava jusqu'à Elbe-Teinitz et les failles du pied du Riesengebirge, sont des accidents longitudinaux, sensiblement parallèles à la direction du segment en question<sup>1</sup>.

Étrange et inexpliqué reste, dans l'intervalle, le tronçon de chaîne orienté N.W. et plissé vers le N.E., d'après Gümbel, qui correspond au massif boïen, c'est-à-dire à la Forêt de Bavière avec le bord sud-ouest de la Bohême; puis, tout à côté, le grand bassin de gneiss du Waldviertel, dont la direction est S.S.W., dans la Basse-Autriche<sup>2</sup>. Sont-ce les traces d'un rebroussement encore plus an-

[1. F. Katzer, *Geologie von Böhmen*, in-8°, Prag, 1892; *Geologische Karte von Böhmen, publicirt vom Comité für die Landesdurchforschung von Böhmen*, Sect. III (1895), et VI (1891), avec texte explicatif par J. Krejčí et A. Frič, etc.; J. J. Jahn, *Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Mittelböhmischen Silur-Formation* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLII, 1892, p. 397-462).]

2. F. Becke, *Die krystallinischen Schiefer des niederösterreichischen Waldviertels*.

cien? Quelle en est la signification réelle? C'est ce que l'avenir nous apprendra.

10. **La Meseta ibérique.** — Nous avons distingué précédemment dans la péninsule ibérique, en nous conformant aux idées de Macpherson, trois éléments, savoir: la Meseta, constituée surtout par des roches anciennes; au sud, les plissements de la Cordillère bétique; et, au nord-est, la chaîne pyrénéenne, qui est également plissée.

La chaîne de montagnes plissées qui forme la côte nord de l'Afrique occidentale exécute dans le Maroc une conversion complète, d'E.-W. à S.E.-N.W. et enfin à S.-N., et atteint avec cette direction méridienne le détroit de Gibraltar. Au Ràs Torf (Cabo Negro) et à Ceuta se montrent des micaschistes et des schistes argileux anciens; à l'ouest de ce promontoire, au-dessus de Tétouan, on a trouvé des Trilobites; puis vient une zone de grès rouge; à l'ouest de cette zone, la zone calcaire mésozoïque du Djebel Mouça se prolonge dans le rocher de Gibraltar; plus à l'ouest encore, du Flysch forme le cap Spartel. Cet arc montagneux ferme la Méditerranée, se recourbe complètement en Espagne vers l'E.N.E., conserve cette direction jusque vers Alicante et forme toute la partie du pays située au sud du Guadalquivir. C'est la Cordillère bétique, recoupée par de grands décrochements (I, p. 295).

De même que le plissement des Alpes a été arrêté par les fractures bordières des horsts préexistants, de même, comme Macpherson l'a établi d'une manière concluante, le plissement de la chaîne bétique a été arrêté au Guadalquivir par le bord méridional de la Meseta, qui formait un obstacle infranchissable<sup>1</sup>.

(Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXXXIV, Abth. I, 1881, p. 546-560); voir aussi les anciennes observations de Holger, Czjzek, Lipold et autres. [Sur l'allure très compliquée des terrains cristallophylliens en Moravie, voir L. v. Tausch, *Ueber die krystallinischen Schiefer- und Massengesteine, sowie über die sedimentären Ablagerungen nördlich von Brünn* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., LV, 1895, p. 265-494, carte); A. Rosiwal, *Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst.*, 1895, p. 231-242, 445-456; 1896, p. 176-189; F. E. Suess, *Geologische Aufnahmen im östlichen Theile des Kartenblatt Gross-Meseritsch* (Ibid., 1895, p. 97-106); *Das Gneiss-und Granitgebiet der Umgebung von Gross-Meseritsch* (Ibid., 1897, p. 138-144), et *Der Bau des Gneissgebietes von Gross-Bittesch und Namiest in Mähren* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLVII, 1897, p. 505-532, pl. XV : carte à 1 : 100 000), etc.].

1. J. Macpherson, *Breve Noticia acerca la especial Estructura de la Peninsula Ibérica*; (Anal. de la Soc. Esp. de Hist. Nat. VIII, 1879, p. 5-26); et *Uniclinal Structure of the Iberian Peninsula*, in-8°, 32 p., 2 pl., Madrid, 1880; pour la fracture transversale à la direction des plis sur le bord sud de la Meseta, voir en particulier sa petite carte dans l'*Estudio geológico y petrográfico del Norte de la Provincia de Sevilla* (Bol. Com. Mapa Geol., V, 1879, pl. G.); pour les décrochements bétiques, voir Ch. Barrois et A. Offret, *Sur la constitution stratigraphique de la chaîne bétique* (C. R. Acad. Sc., CII, 1886, p. 1341-1344). [Sur la dépression du Guadalquivir, voir S. Calderon, *Movimientos*

A Villa do Bispo, sur la côte de l'Océan Atlantique, un peu au N. du cap Saint-Vincent, le bord méridional de la Meseta devient visible; des couches mésozoïques l'accompagnent au sud. Son tracé est à peu près parallèle à celui de la côte dans l'Algarve, jusqu'à l'embouchure du Guadiana; jusque-là, la zone mésozoïque l'accompagne, puis, dans l'intérieur du pays, il court presque en ligne droite vers l'E.N.E., sur une grande distance, en formant le versant septentrional de la vallée du Guadalquivir et en même temps, plus à l'est, le pied méridional de la Sierra Morena (I, p. 378). La façon dont ce bord coupe transversalement, sur le Guadalquivir, la direction des terrains anciens de la Meseta, a permis à Macpherson d'y reconnaître avec raison une fracture colossale; c'est la *faille du Guadalquivir*.

Le tableau si instructif de la structure de la Meseta donné par Calderon et la carte géologique de F. de Botella mettent en évidence les contours polyédriques et la conformation particulière de ce grand horst<sup>1</sup>.

*pliocénicos y post-pliocénicos en el Valle del Guadalquivir* (Anales Soc. Esp. de Hist. Nat., XXII, 1893, p. 5-18; Bol. Com. del Mapa Geol., XX, 1893, p. 313-318, 1895).]

1. Salv. Calderon y Arana, *Ensayo orogénico sobre la Meseta Central de España*, (Anal. Soc. Esp. de Hist. Nat., XIV, 1885, p. 131-172 [résumé par A. Six, Annales Soc. Géol. du Nord, XII, 1884, p. 148-154]; Fed. de Botella y de Hornos, *Mapa geológico de España y Portugal*, 1 : 2 000 000, in-fol., Madrid, 1879. [Voir aussi Manuel Fernandez de Castro, *Mapa geológico de España*, 1 : 1 500 000. Madrid, 1893, et la carte géologique générale à 1 : 400 000, publiée par la *Comisión del Mapa geológico de España*, Madrid, 1889-1893 (deux éditions, en 16 et 64 feuilles); *Carte géologique internationale de l'Europe*, 1 : 1 500 000, 2<sup>e</sup> livr., feuilles 29, 30, 36, 37, Berlin, 1896; L. Mallada, *Explicacion del Mapa geológico de España*, gr. in-8° : I. *Rocas hipogénicas y sistema estrato-cristallino*, 558 p., 1895; II. *Sistemas Cambriano y Siluriano*, 516 p., 1896; III. *Sistemas Devoniano y Carbonifero*, 405 p., 1898 (Mem. Com. del Mapa Geol. de Esp.). — Juan Vilanova y Piera, y J. de la Rada y Delgado, *Geología y protohistoria ibéricas*, in-4°, 631 p., 39 pl., 1 carte géol., Madrid, 1893 (fait partie de la *Historia de España*, publiée sous les auspices de la R. Academia de la Historia). — La plupart des travaux récents sur l'Espagne ont été résumés par Th. Fischer, *Die Iberische Halbinsel (Länderkunde von Europa*, II. Theil, 2. Hälfte, p. 517-754, 17 pl., cartes et fig., Wien-Prag-Leipzig, 1893); voir aussi, du même auteur : *Reisekizzen aus Spanien und Portugal* (Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XX, 1893, p. 131-147, carte schématique) et *Versuch einer wissenschaftlichen Orographie der Iberischen Halbinsel* (Petermanns Mitteil., XL, 1894, p. 249-256 et 277-285, carte schématique, pl. 17); A. Penck, *Die Pyrenäen-Halbinsel. Reisebilder* (Schriften Ver. z. Verb. Naturwiss. Kenntnisse, Wien, XXXIV, 1894, p. 1-40); J. Macpherson, *Relación entre la forma de las costas de la Peninsula Ibérica, sus principales líneas de fractura y el fondo de sus mares* (Bol. Soc. Geogr. Madrid, XXI, 1886, p. 356-366, carte; résumé par A. Six, Annales Soc. Geol. du Nord, XIV, 1887, p. 53-66) : *Del carácter de las dislocaciones de la Peninsula Ibérica* (Anal. Soc. Esp. de Hist. Nat., XVII, 1888, p. 331-367, 2 pl., dont une contenant 15 coupes générales N.E.-S.W. de la péninsule); *Relation entre la forme des dépressions océaniques et les dislocations géologiques* (en espagnol et en français), in-8°, 84 p., 2 cartes, Madrid, 1888. — L'ouvrage de F. de Botella y de Hornos : *Apuntes paleogeográficos, morfología, etiología, orografía e hidrografía de la Peninsula* (in-8°, 303 p., 8 pl. et cartes, Madrid, 1892) n'est guère qu'un essai d'application du réseau pentagonal au sol de l'Espagne.]

La faille du Guadalquivir vient, comme nous venons de le dire, de l'E.N.E., passe près de l'embouchure du Guadiana et traverse l'Algarve jusqu'au voisinage du cap Saint-Vincent. Les schistes du Culm, qui, dans le Sud du Portugal, forment cette partie sud-ouest de la Meseta, s'enfoncent du côté de l'Océan Atlantique, comme on peut le voir sur la carte de Ribeiro et Delgado, sous des dépôts tertiaires supérieurs, mais reparaissent au-dessous de ces couches le long du rivage. Ce n'est que plus au nord, à partir de l'Alemtejo moyen, que la limite occidentale de la Meseta est plus nettement marquée. Les terrains qui la constituent, orientés N.W., s'avancent sous la forme de crêtes parallèles dont le bord dessine comme une ligne de Rias à l'intérieur de la plaine portugaise; tel est le cas, en particulier, pour les bandes granitiques d'Evora. Dans le voisinage de Tancos, sur le Tage, la limite redevient rectiligne et très nette; elle court ensuite au N.N.W., passe un peu à l'est de Thomar et de Coïmbre, et aboutit à l'Océan au sud de Porto et non loin de cette ville <sup>1</sup>.

A partir de ce point, les terrains anciens de la Meseta forment toute la côte rocheuse du Nord-Ouest jusque dans les Asturies, où les montagnes crétacées d'Oviedo, puis de Santander et de Bilbao, dont la direction est W.-E., vont se rattacher aux Pyrénées <sup>2</sup>.

1. C. Ribeiro e J. F. Nery Delgado, *Carta geologica de Portugal*, 1 : 500 000, in-fol., Lisboa, 1876; les petits massifs granitiques de Cintra ne font pas partie de la Meseta, mais sont, d'après P. Choffat, d'âge post-cénomancien; P. Choffat, *Age du granite de Cintra* (Journ. de Scienc. Math. Phys. e Nat., Lisboa, XXXIX, 1884, 3 p.). [Sur la structure du territoire compris entre l'Atlantique et le bord occidental de la Meseta, voir P. Choffat, *Étude géologique du Tunnel du Rocio. Contribution à la connaissance du sous-sol de Lisbonne*, in-4°, 106 p., 7 pl., Lisbonne, 1889 (Comm. des Trav. géol. du Portugal); le même, *Coup d'œil sur les mers mésozoïques du Portugal* (Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, XLI, 1896, p. 294-317, carte); et *Traits généraux de la Géologie des contrées mésozoïques du Portugal. 1<sup>re</sup> partie. Composition du sol* (Revista de Obras publicas e Minas, XXVII, 1896, p. 133-161).]

[2. Parmi les travaux récents relatifs à la structure des monts Cantabres, on peut citer: G. Puig y R. Sanchez, *Datos para la geología de la Provincia de Santander* (Bol. Com. del Mapa Geol. de Esp., XV, 1888, p. 251-329, carte géol., pl. E); L. Mallada, *Notas para el estudio de la cuenca hullera de Valderrueda, Leon, y Guardo, Palencia* (Ibid., XVIII, 1891, p. 467-496, carte géol., pl. A); et *Ferrocarril hullero de la Robla a Valmaseda. Constitución geológica de la linea* (Revista Minera, Madrid, Ser. C, XII, (XLIV), 1894, p. 41-43, carte géol. 1 : 400 000); R. Oriol, *Las cuencas hulleras castellanas* (Ibid., p. 89-387, *passim*). Sur le massif culminant, dont l'aspect est véritablement alpestre, voir P. Labrousse et le C<sup>te</sup> de Saint-Saud, *Aux Pics d'Europe, Pyrénées cantabriques* (Le Tour du Monde, LXVII, 1894, p. 97-118; Annuaire du Club Alpin Français, XX, 1893, p. 129-181, carte); A. Penck, *Die Picos de Europa und das kantabrische Gebirge* (Geogr. Zeitschr., Leipzig, III, 1897, p. 278-281). — Sur la géologie des provinces basques, voir R. Adán de Yarza, *Descripcion fisica y geológica de la provincia de Alava*, 175 p. carte géol., 1 pl. (Mem. Com. del Mapa Geol. de Esp., 1885); *Descripcion fisica y geológica de la Provincia de Vizcaya*, 192 p., carte géol., 7 pl. (Ibid., 1892).]

Quant au bord nord-est de la Meseta, il est jalonné par une large zone de massifs mésozoïques affaissés, qui s'étalent de Cuenca jusqu'au golfe de Valence et au cap de la Nao<sup>1</sup>.

Les particularités de structure de ce grand horst se manifestent surtout au nord-ouest. Par bonheur, il existe sur cette contrée toute une série de travaux remarquables, parmi lesquels il suffira

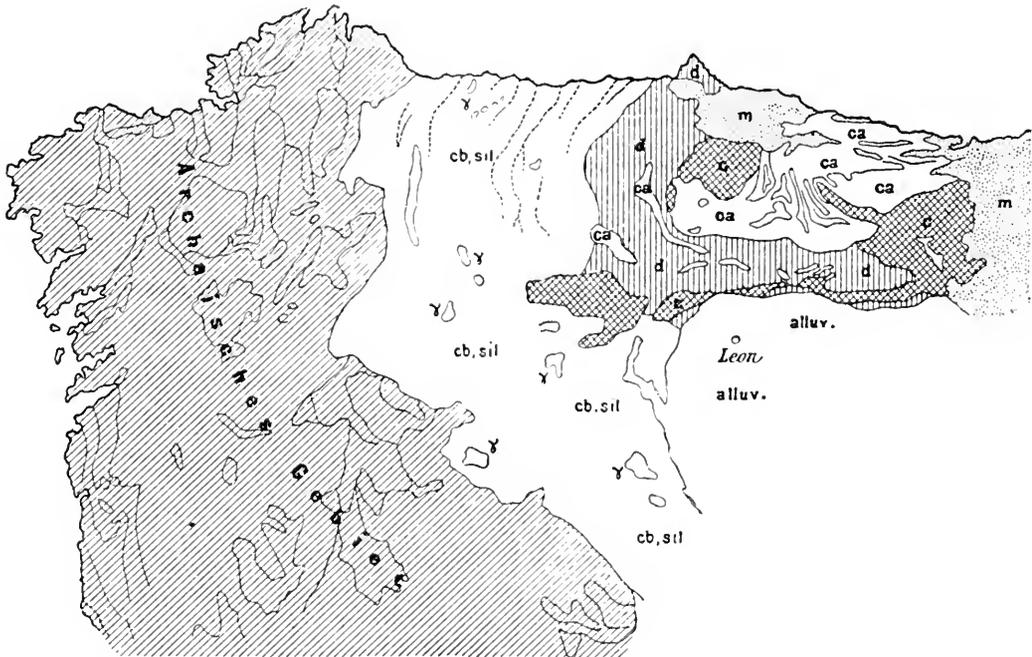


FIG. 40. — Le bassin des Asturies, d'après W. Schulz et F. de Botella.

A gauche la région archéenne (granite, gneiss, roches schisteuses anciennes); puis la zone cambrienne et silurienne *cb, sil*, avec massifs granitiques  $\gamma$ , la zone dévonienne *d*, le Calcaire carbonifère renversé et le Culm *ca*, et les couches houillères *c*, qui sont en partie plissées en concordance, au centre du bassin, et en partie en stratification transgressive; *m* = lambeaux mésozoïques discordants; *alluv.* = plaine récente de Léon. — Échelle de 1 : 3 700 000.

de citer ici ceux de W. Schulz et de Ch. Barrois. Barrois, en particulier, a exposé d'une façon magistrale les traits fondamentaux de

[1. Il semble résulter des nombreux travaux dont cette région bordière de la Meseta (*Chaîne Ibérique* ou *Cordillère Celtibérique* des anciens géographes, *Iberisches Randgebirge* de Th. Fischer) a été l'objet dans ces dernières années que les terrains mésozoïques y sont affectés de véritables plis, ou tout au moins fortement ondulés : R. Sánchez Lozano, *Descripción física, geológica y minera de la provincia de Logroño*, in-8°, 848 p., cart. géol., 16 pl., Madrid, 1894 (Mem. Com. del Mapa Geol. de Esp.); Larazet, *Notes stratigraphiques et paléontologiques sur la province de Burgos* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXII, 1894, p. 366-384, pl. XIII), et *Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points des provinces d'Alava et de Logroño*, in-8°, 310 p., carte géol., 2 pl., Lille, 1896; P. Palacios, *Descripción física, geológica y agrologica de la provincia de Soria*, in-8°, 558 p., carte géol., 6 pl., Madrid, 1890 (Mem. Com. del Mapa Geol. de Esp.); R. Chudeau, *Le Plateau de Soria* (Annales de Géogr., I, 1891-92, p. 279-286, carte), et *Contribution à l'étude géologique de la Vieille Castille*, in-8°, 92 p., carte, Paris, 1896; P. Palacios, *Reseña geologica de la región me-*

la structure de la Galice et des Asturies, et c'est à sa monographie que j'emprunte ce qui suit<sup>1</sup>.

C'est en Galice qu'affleurent les roches les plus anciennes; ce sont des micaschistes, des schistes verts et des serpentines, et aussi du gneiss et du granite intrusif. La direction de ces roches est à peu près N.-S., mais avec une légère courbure vers l'W., et l'inclinaison des couches est dans le Nord de la Galice vers le N.W., dans la Galice centrale vers l'W., dans le Sud vers le S.W. Les couches plongent donc en quelque sorte *en dedans de l'arc*, vers l'extérieur. A la limite des Asturies apparaissent des dépôts cambriens, percés çà et là de bosses granitiques qui se comportent d'une manière passive vis-à-vis des mouvements de la chaîne.

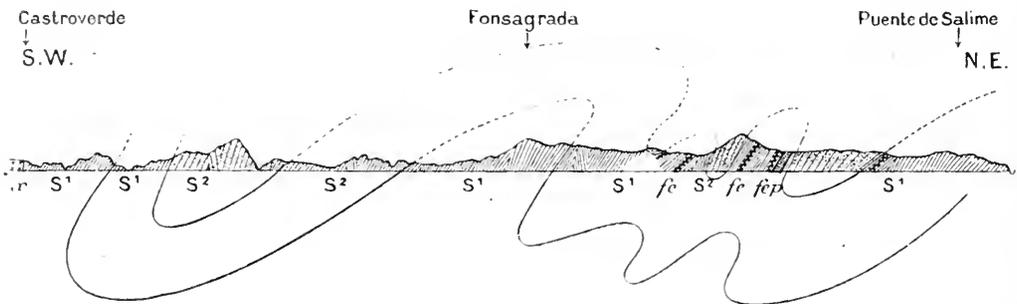


FIG. 41. — Coupe du terrain cambrien de la Galice, d'après Ch. Barrois (*Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice*, Atlas, pl. XIX, fig. 2).

S<sup>1</sup>, Cambrien; p, Calcaire et Schistes à Paradoxides de la Vega; fe, Minerai de fer; S<sup>2</sup>, Silurien inférieur (Grès à Scolithes); x, Roches éruptives. — Échelle des longueurs — 1 : 500 000.

L'inclinaison des couches cambriennes est absolument la même que celle des terrains anciens de la Galice, sous l'arc externe (fig. 41), et les roches archéennes sont par conséquent refoulées sur le Cambrien. Au delà de la bande cambrienne vient, en

*ridional de la provincia de Zaragoza* (Bol. Com. del Mapa Geol. de Esp., XIX, 1892, p. 1-112, carte, 4 pl., 1893); A. Dereims, *Nouvelles observations sur la géographie physique du Plateau de Teruel* (Annales de Géogr., II, 1893, p. 313-328, carte), et *Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragon*, in-8°, vii-198 p., 2 cartes géol., Lille, 1898 (Thèse de Doctorat, Paris); R. Nicklès, *Études géologiques sur le Sud-Est de l'Espagne, I. Terrains secondaires et tertiaires de la province d'Alicante et du Sud de la province de Valence*, in-8°, 219 p., 3 cartes, 7 pl. Lille, 1891; trad. Bol. Com. del Mapa Geol. de Esp. XX, 1893 (1895).]

1. Guill. Schulz, *Descripción geológica de la provincia de Oviédo [Asturias]*, in-4°, Madrid, 1858, et atlas; Ch. Barrois, *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice* (Mém. Soc. Géol. du Nord, II, Lille, 1882, 630 p. et atlas de 20 pl.). Parmi les documents antérieurs, il faut citer surtout A. Paillette, *Recherches sur quelques-unes des roches qui constituent la province des Asturies; suivies d'une notice sur les fossiles qu'elles renferment*, par de Verneuil et d'Archiac (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2<sup>e</sup> sér., II, 1844-5, p. 439-482, pl. XII-XV).

stratification concordante et toujours avec le même plongement, un anneau silurien, puis un anneau dévonien, enfin une zone carbonifère également renversée; ces courbes successives vont en se rétrécissant de plus en plus, de sorte qu'au Rio de Pervia, l'aile nord de l'arc que dessinent les affleurements dévoniens atteint la mer avec la direction N.E. et le Carbonifère est comprimé en une ellipse dont le grand axe s'oriente de l'ouest à l'est. Nous sommes donc en présence d'une inflexion très marquée d'une grande chaîne, avec développement de la structure imbriquée à l'intérieur de la courbe (fig. 42). Les roches les plus anciennes forment l'arc externe, à l'ouest, en Galice; les dépôts carbonifères, représentant le terme le plus récent de la série, occupent l'intérieur

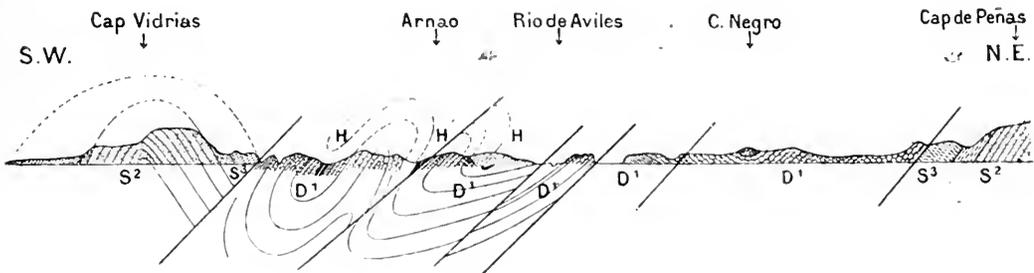


FIG. 42. — Coupe des terrains paléozoïques des Asturies, le long de la côte, entre le Rio Pravia et le cap de Peñas, d'après Ch. Barrois (*Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice*, Atlas, pl. XVIII).

S<sup>2</sup>, Silurien inférieur; S<sup>3</sup>, Silurien supérieur; D<sup>1</sup>, Dévonien inférieur; H, Terrain houiller (assises de Tineo et de Sama). — Échelle des longueurs = 1 : 500 000.

de la courbe, fort rétrécie par suite du rapprochement de ses deux branches, à l'est, dans les Asturies. Le refoulement dirigé des bords vers le centre est général. Les branches septentrionales aboutissent au golfe de Gascogne, suivant une direction N. et N.N.E. pour l'Archéen, N.N.E. pour le Cambrien et le Silurien, et N.E. pour le Dévonien.

Cette sinuosité si accusée intéresse toute la série des terrains anciens, y compris la partie moyenne du terrain houiller. Quant aux couches supérieures du Carbonifère productif, il est remarquable de constater qu'elles affleurent en dehors de ces cuvettes concentriques, en affectant une allure discordante. D'ailleurs, ce Carbonifère transgressif a aussi été plissé postérieurement et dans le même sens; Barrois reconnaît « le fait de la répétition des mêmes mouvements à différentes époques<sup>1</sup> ».

1. Barrois, Mém. cité, p. 604.

Dans la province d'Oviedo vient alors, en stratification transgressive, toute la série mésozoïque avec le calcaire à Nummulites, dirigée E.-W. et plissée vers le nord; elle est considérée comme représentant l'extrémité occidentale des Pyrénées et il n'y a pas lieu de nous en occuper ici.

C'est la partie externe du bassin des Asturies, et en particulier le massif de la Galice, qui, au S.S.E. et au S.E., passe latéralement à la grande Meseta. Les nombreux travaux de détail du Service de la Carte géologique de l'Espagne, dont la publication se poursuit avec tant d'activité, font voir comment les terrains s'y prolongent en continuant à suivre la même direction. Sans doute il y a bien çà et là, à la surface du massif ancien, quelques lambeaux cénomaniens, comme en Bohême, et des couches d'eau douce tertiaires<sup>1</sup> s'étalent largement sur le Centre et l'Est de la Meseta; mais on n'en constate pas moins ce qui suit: les chaînons qui viennent de la Galice par le Tras-os-Montes et le Beira Alta sont formés de terrains anciens plissés, accompagnés de beaucoup de granite; leur direction est S.S.E. ou S.E. Au sud de Salamanque se détache, en divergeant à l'E. et à l'E.N.E., une branche importante; elle se compose principalement de granite et de gneiss et forme la Sierra de Gredos et la Sierra de Guadarrama<sup>2</sup>. Mais les autres chaînons se dirigent encore au S.E. et constituent de nombreux faisceaux de plis presque parallèles, très continus, et en bien des cas légèrement convexes vers le S.W. Ils sont formés de roches archéennes et paléozoïques, jusqu'au Carbonifère inclusivement, au moins en partie, comme dans les Asturies. Le tracé de ces courbes est très bien indiqué par une ligne qui serait tirée de Porto vers le S.E., en passant par Alcantara, puis un peu à l'ouest de Caceres, par Don Benito, et s'infléchirait légèrement par Pozoblanco jusqu'à la Sierra Morena. Cette ligne est spécialement caractérisée par de longues traînées de granite. C'est en suivant cette

[1. D'après A. Penck, ces dépôts doivent être plutôt considérés, en général, comme étant d'origine fluviale ou subaérienne; *Studien über das Klima Spaniens während der jüngeren Tertiärperiode und Diluvialperiode* (Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXIX, 1894, p. 109-144).]

[2. Th. Fischer a fait remarquer que la direction de ces chaînons (*Hauptscheidegebirge*, système *Carpéto-velonique* de quelques géographes), bien loin de coïncider avec celle des plis paléozoïques, lui est perpendiculaire. Il propose, en conséquence, d'en attribuer l'origine à des failles, qui auraient accompagné la formation des cuvettes tertiaires des Castilles, et dont l'écho se serait fait sentir, d'autre part, jusqu'en Portugal (*Versuch einer wissenschaftlichen Orographie der Iberischen Halbinsel*, Petermanns Mitteil., XL, 1894, p. 254, 255). — Voir aussi D. de Cortazar, *Descripción física y geológica de la Provincia de Segovia* (Bol. Com. del Mapa Geol. de Esp., XVII, 1890, p. 1-234, carte, 1891).]

direction S.E., d'une façon générale, que les chaînons plissés de la Meseta arrivent au Guadalquivir, où ils sont brusquement coupés par une cassure, comme nous l'avons vu plus haut.

Les traînées granitiques de ce massif fortement plissé ont en grande partie fait éruption, d'après Macpherson, pendant l'époque carbonifère. Ici encore, les assises supérieures du terrain houiller reposent en discordance sur les terrains plissés, comme dans les Asturies; par conséquent, la détermination des traits essentiels de ces tronçons montagneux remonte également, comme pour la chaîne armoricaine et pour la chaîne varisque, aux derniers temps de la période carbonifère.

Ces chaînons plissés, de direction S.E., se prolongent dans le Sud du Portugal et occupent tout le Sud-Ouest de la Meseta (fig. 43). Ce sont ceux dont on a déjà dit plus haut qu'ils s'avancent à l'intérieur de la plaine portugaise, dans l'Alemtejo, en s'orientant vers le N.W., comme le granite d'Evora. Plus au sud, la direction des couches dévie un peu plus à l'W.N.W., et, dans le Sud de l'Alemtejo, entre Beja et Mertola, où, suivant Delgado, le plongement dominant est vers le N.E., il semble qu'il y ait apparition de la structure imbriquée.

Dans la province espagnole de Huelva se trouvent les mines fameuses de Rio Tinto; la direction des couches y est N.70°W.<sup>1</sup>, et à partir de là, d'après Delgado, on peut suivre les gîtes de pyrite de cuivre sur une longueur de 145 kilomètres, jusqu'à Aljustrel en Portugal, la direction tournant peu à peu à N.50°W. Et si l'on considère comme faisant encore partie du même alignement les pyrites de Caveira, près de Grandola, la longueur de la bande atteindrait même 183 kilomètres<sup>2</sup>.

Ces grands arcs du Sud-Ouest de la Meseta paraissent, en fait, avoir été plissés vers le S.W., et la conclusion de Macpherson leur est donc applicable : c'est qu'une partie importante des chaînes de montagnes de la péninsule ibérique n'a pas été refoulée vers le nord comme les Alpes, mais vers le sud, comme les chaînes plissées du Nord de l'Afrique.

[1. J. Gonzalo y Tarin, *Descripción física, geológica y minera de la Provincia de Huelva*, 2 vol. in-8° en 3 parties, Madrid, 1886-88, 2 cartes géol., nombr. pl. (Mem. Com. del Mapa Geol. de Esp.); L. de Launay, *Mémoire sur l'industrie du cuivre dans la région d'Huelva, Rio-Tinto, San-Domingos, etc.* (Annales des Mines, 8° sér., XVI, 1889, p. 427-516, pl. X-XII); F. Klockmann, *Über die lagerartige Natur der Kiesvorkommen des südlichen Spaniens und Portugals* (Sitzungsber. Akad. Wiss. Berlin, 1894, XLVI, p. 1173-1181). Voir aussi S. Czynkowski, *Les venues métallifères de l'Espagne*, in-8°, Paris, 1897, p. 45 et suiv.]

2. J. F. N. Delgado, *Sobre a Existencia do Terreno Siluriano no Baixo Alemtejo* (Mem. Acad. Scienc. Lisboa, 1876, p. 12. Note).

Nous nous voyons maintenant aux prises avec un certain nombre de questions des plus difficiles.

Tout d'abord, considérons les rapports avec la Cordillère bétique.

C'est en affectant la direction S.E. que les plis anciens aboutissent à la faille du Guadalquivir ; les plis bétiques ont une direction à peu près perpendiculaire, E.N.E. C'est exactement ainsi que les Carpathes se comportent vis-à-vis des Sudètes, les deux

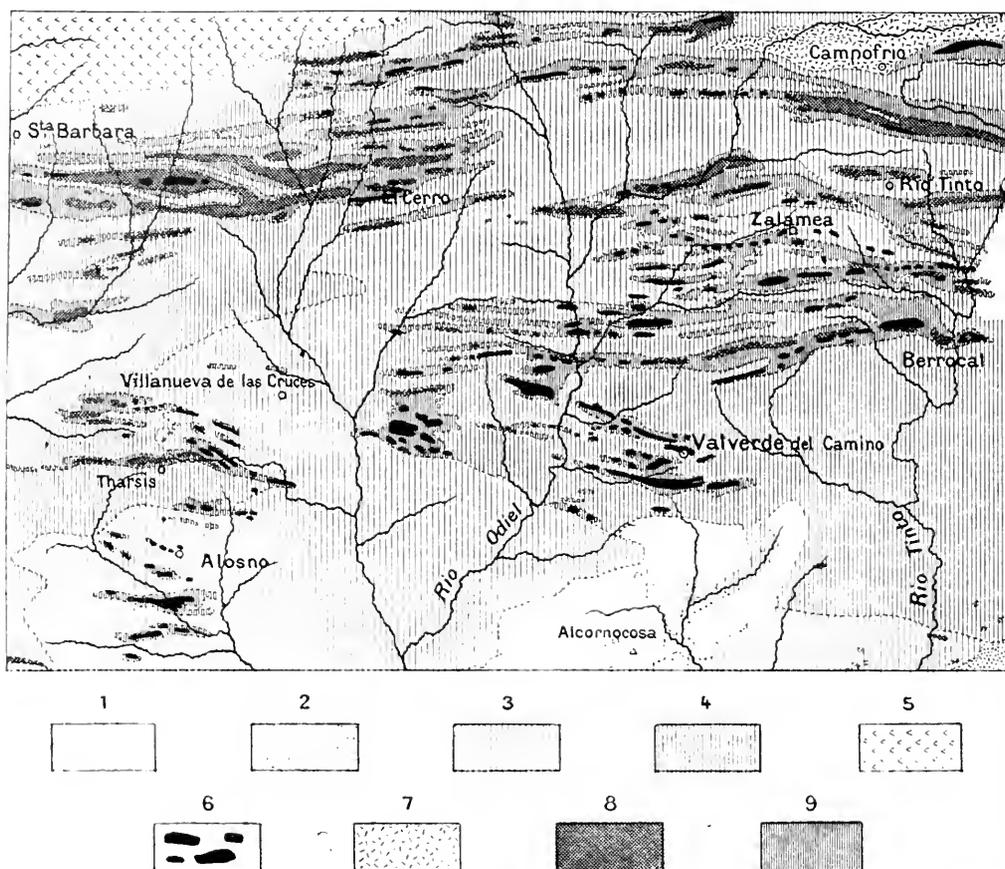


FIG. 43. — Alignements paléozoïques de la Meseta, d'après J. Gonzalo y Tarin (*Mapa geológico de la zona central minera de la Provincia de Huelva, 1889*).

1. Alluvions ; 2. Dépôts tertiaires ; 3. Carbonifère ; 4. Silurien ; 5. Archéen ; 6. Diabases ; 7. Granites ; 8. Porphyres ; 9. Roches métamorphiques. — Échelle de 1 : 600 000.

chaînes étant disposées presque à angle droit l'une sur l'autre. Ici, sur le Guadalquivir, il est parfaitement évident que ce n'est pas la direction des anciens plis, mais la direction de leur bord fracturé qui détermine l'allure des plis postérieurs, plus récents. C'est le résultat même auquel Beyrich est arrivé depuis longtemps pour les Sudètes.

Jetons maintenant un coup d'œil sur la situation des bassins des Asturies.

Ces cuvettes à structure imbriquée, qui plongent sous les arcs externes, sont en tout cas l'indice du recourbement d'une chaîne plissée. Ce sont les arcs externes de la branche méridionale que nous avons suivis à partir de Porto jusqu'au Guadalquivir et par l'Alemtejo jusque dans le voisinage du cap Saint-Vincent. Or c'est justement ainsi que la chaîne plissée plus récente se recourbe à Gibraltar, en venant d'Afrique, pour former la Cordillère bétique ; et s'il était en notre pouvoir de pratiquer à une profondeur de quelques milliers de pieds, au-dessous de l'extrémité occidentale de la Méditerranée, une coupe horizontale, nous constaterions probablement que la disposition des roches y est analogue à celle que nous observons dans le bassin des Asturies. Les couches vont du S. au N. entre Ceuta et Tanger, perpendiculairement au détroit de Gibraltar, absolument comme les terrains dans l'Ouest de la Galice, sauf que là, on n'aperçoit qu'un segment, d'ailleurs assez large, des arcs externes, tandis que, dans le Nord, les arcs internes sont seuls visibles.

Or, comme nous le savons déjà, la chaîne du Nord de l'Afrique n'est que le dernier des arcs nombreux qui caractérisent le bord méridional de l'Eurasie, et ces arcs-limites sont ceux qui, en Europe, conservent la courbure et le plissement vers le sud caractéristiques de l'Asie ; nous arrivons donc au résultat suivant :

*Le recourbement de la chaîne de montagnes la plus occidentale de l'Eurasie, où la direction du plissement passe du nord au sud, se produit aujourd'hui à Gibraltar ; mais déjà, vers la fin de la période carbonifère, une autre grande chaîne avait surgi, où se réalisait le même passage graduel de la direction nord du plissement à la direction sud, sur l'emplacement du bassin des Asturies, c'est-à-dire à 8 degrés de latitude au nord du coude actuel.*

Cette ancienne chaîne a depuis lors été aplanie et morcelée, et le nouvel arc a été arrêté au Guadalquivir par le bord des fractures. La reconstruction répétée du continent d'après l'ancien plan apparaît encore avec bien plus de netteté que dans l'Europe centrale. Mais tandis qu'à l'intérieur du cadre formé par les tronçons préexistants, les Pyrénées semblent avoir épousé la direction de l'arc armoricain et les Alpes celle de l'arc varisque, simplement par suite de la persistance de la force qui tendait à plisser l'écorce terrestre du sud au nord, — nous nous trouvons ici en présence d'un problème absolument nouveau. Car ce n'est pas une seconde chaîne qui succède à une chaîne antérieure plissée dans le même sens, c'est un nouveau recourbement qui vient se

produire en arrière d'un recourbement plus ancien. La région de l'inflexion a été déplacée vers le sud; ce n'est pas comme depuis la Forêt-Noire jusqu'au Jura, où des plis poussés vers le N.N.W. s'adossent à des plis antérieurs présentant une disposition identique : le long de la faille du Guadalquivir, la branche de l'ancienne chaîne plissée vers le S.W. forme la Meseta, tandis que la branche de la Cordillère bétique plissée vers le N.N.W. lui fait face.

Il est naturel de se demander si l'ancienne chaîne ibérique ne représente pas un fragment de l'arc armoricain. La date des mouvements est la même; les terrains des Asturies ressemblent à ceux de la Cornouaille et de la Bretagne, et les deux régions plissées se prolongent certainement encore au loin sous la mer; mais il est impossible de savoir si elles se rattachent directement l'une à l'autre, ou de dire comment leurs plis viennent se raccorder en profondeur.

Dans la Meseta, c'est encore avec les derniers étages du terrain houiller que coïncide l'époque des plus grandes transformations tectoniques. Lorsque au siècle dernier Werner traça pour la première fois la limite entre les « terrains de transition » (*Uebergangsgebirge*) et les « terrains horizontaux » (*Flötzgebirge*), il n'avait pas en vue d'autre limite que celle qui correspond à la grande discordance séparant, en Saxe, les deux moitiés de la série carbonifère. C'est avec la même signification que le mot « Flötzgebirge » reparaît, par exemple, sur la carte géologique du Harz publiée par Lossen. Nous trouvons cette limite partout. Les couches houillères d'Ostrau, qui font encore partie des Sudètes, jouent le même rôle par rapport aux couches de Rossitz, en Moravie, que les couches de Sama vis-à-vis des couches discordantes de Tineo, dans les Asturies, et nous avons constaté cette même distinction au delà de l'Océan, dans la Nouvelle-Écosse.

**11. Coup d'œil sur les chaînes de montagnes anté-permiennes de l'Europe.** — La continuité primitive des horsts armoricains, ou tout au moins de quelques-uns d'entre eux, a été parfaitement reconnue depuis longtemps déjà, comme nous l'avons vu, par les géologues anglais et français. De même, le caractère homogène d'une grande partie des horsts varisques se dégage très nettement du mémoire si instructif de Lossen sur la structure des noyaux montagneux compris entre les Ardennes et l'Altwater; ce mémoire montre en même temps pourquoi, au temps de Léopold de Buch,

alors que la science n'était pas encore assez avancée pour permettre de distinguer les lignes de fracture et la direction des plis, — il n'était pas possible d'interpréter la structure du pays d'une manière conforme à l'état actuel de nos connaissances. Penck a également groupé, sous le nom d'« Alpes de l'Allemagne Centrale » (*Mitteldeutsche Alpen*), une partie notable des horsts varisques, en insistant du même coup sur leur âge carbonière<sup>1</sup>.

La chaîne varisque apparaît pour la première fois au bord septentrional des Carpathes et affecte en Moravie la direction N.E. et N.N.E., comme si elle avait subi une inflexion analogue à celle de l'extrémité des Carpathes, et comme si un écho de la disposition réalisée dans la chaîne ibérique devait également s'y reproduire. Elle tourne alors, en formant le segment qui correspond aux Sudètes, vers le N., le N.N.W. et enfin le N.W., jusqu'à l'Elbe. Puis viennent, orientées vers l'E.N.E. ou le N.E., les montagnes de la Saxe, c'est-à-dire l'Erzgebirge et le Fichtelgebirge, les rides échelonnées jusqu'à Leipzig et les tronçons de plis qui se sont conservés dans le Thüringerwald et le Frankenwald : tous ces reliefs font partie des zones varisques internes; ils ont pour prolongements la Forêt-Noire, les Vosges et les affleurements de terrains anciens de l'Odenwald et du Spessart. La direction de ces plis est N.E., et ils se poursuivent au sud-ouest, en passant par Dôle, jusqu'au Plateau Central de la France, où cette direction passe insensiblement de N.E.-S.W. à N.N.E.-S.S.W., comme le montrent nettement les lambeaux de terrain houiller pincés dans le gneiss de l'Allier et de la haute vallée de la Dordogne. En dehors des Sudètes, les zones externes de l'arc sont visibles dans le Harz et dans le massif dévonien rhénan, depuis le Taunus jusqu'aux bassins houillers du Nord. Quant au bord externe chevauché, on ne peut le suivre qu'entre Valenciennes et les environs d'Aix-la-Chapelle et dans une partie du bassin houiller de la Ruhr.

La chaîne armoricaine part de l'Ouest du Plateau Central; dans la Vendée, la Bretagne et le Cotentin, sa direction est d'abord W.N.W., puis, en approchant de l'Océan, cette direction devient de plus en plus voisine de E.-W. Les zones externes sont visibles dans le récif dévonien du Boulonnais, puis dans la Cornouaille et

1. K. A. Lossen, *Ueber das Auftreten metamorphischer Gesteine in den alten palaeozoischen Gebirgskernen von den Ardennen bis zum Altvatergebirge, und über den Zusammenhang dieses Auftretens mit der Fallenverbiegung (Torsion)*, Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst. für 1884, p. 56-112 [résumé par A. Six, *Annales Soc. Geol. du Nord*, XII, 1884-85, p. 363-399]. Sur la torsion, voir ci-dessus, p. 153, note 2. — A. Penck, dans *La Länderkunde des Erdtheils Europa*, herausg. von A. Kirchhoff, I, 1887, p. 313.

le Devonshire, dans la partie la plus méridionale du Pays de Galles et de l'Irlande. On peut suivre de Douvres à Calais, dans la direction de l'W.N.W., le bord externe chevauché. Les plis posthumes du Weald décèlent le prolongement souterrain de la chaîne. Puis on voit le bord externe chevauché réapparaître sur le versant nord des Mendips ; il traverse le canal de Bristol, se dirigeant vers la St. Brides Bay, dans la partie S.W. du Pays de Galles, et gagne le Sud de l'Irlande. La direction de l'arc passe de W.N.W. à W., en se rapprochant de l'Océan Atlantique, et enfin, dans le voisinage de la mer, elle arrive presque à être W.S.W.

Le fragment ibérique est disposé en plis qui décrivent des courbes de grand rayon, à partir de la Galice et du Nord du Portugal : ces arcs se dirigent vers le S.S.E. ou le S.E. et se montrent souvent renversés vers le S.W., mais au Guadalquivir ils sont coupés brusquement, en face de la Cordillère bétique. Ils projettent une branche pour former la Sierra de Guadarrama, mais dans les Asturies leurs parties internes se recourbent si complètement en direction qu'il en résulte une structure particulière, en cuvettes emboîtées : les terrains les plus anciens, qui occupent la partie extérieure, chevauchent constamment, sous forme d'écailles, sur les terrains plus récents de l'intérieur du bassin. C'est ainsi que le fragment ibérique atteint la mer, avec la direction N. ou N.N.E. en Galice, et N.N.E., N.E. ou E.N.E dans les Asturies. On ne connaît pas la jonction avec la chaîne armoricaine.

De l'ensemble de ces faits, il résulte que dès la fin de l'époque carbonifère, il s'est formé dans l'Europe centrale de grandes chaînes de montagnes, plissées, comme le sont aujourd'hui les Alpes, du sud au nord. Ces chaînes se sont ensuite écroulées, les fractures de leurs bords arrêtant le développement des nouveaux plis. Ces nouveaux plis constituent la Cordillère bétique, les Pyrénées, les Alpes et les Carpathes. Le tronçon même où l'ancien rebroussement est resté visible, le Plateau Central de la France, sépare aujourd'hui les Alpes des Pyrénées. La structure en bassins des Asturies se répète dans l'inflexion de la chaîne à Gibraltar.

*C'est ainsi que fut édifiée pour la seconde fois l'Europe centrale et occidentale.*

**12. Les îles de l'Europe.** — La signification des îles de l'Océan Atlantique<sup>1</sup> et des archipels européens se déduit des faits qui viennent d'être exposés.

[1. Sur la jonction récente de ces groupes d'îles, voir A. Geikie, *The Tertiary Basal-Plateaus of North-Western Europe* (Quart. Journ. Geol. Soc., LII, 1896, p. 331-

Les îles *Orcades* et les îles *Shetland* sont des portions d'une chaîne antérieure au Dévonien, la chaîne calédonienne, qui se dirige vers la Norvège.

Les *Hébrides* intérieures représentent en partie des volcans récents; les Hébrides extérieures correspondent par leur situation et leur constitution, ainsi que la côte écossaise adjacente, aux Lofoten avec la côte orientale du Vestfjord.

*Vaigatch* et la *Novaja Zemlia* sont les ruines d'une chaîne plissée autonome, qui vient se raccorder avec l'Oural septentrional au Konstantinov Kamen.

Le *Spitzberg* et les îles avoisinantes, jusqu'à la *Terre François-Joseph* et à *Beeren Eiland*, sont des fragments d'un plateau où le Dévonien est horizontal, comme en Écosse.

*Jan Mayen* est d'origine volcanique récente.

Les *Færøer* sont des lambeaux d'anciennes coulées volcaniques, avec intercalations de couches tertiaires à empreintes végétales.

Dans la grande île d'*Islande* enfin, on voit un soubassement volcanique ancien, semblable à celui des *Færøer*, sur lequel sont venus se greffer des volcans récents. Le soubassement contient des couches renfermant des végétaux et son âge est tertiaire moyen<sup>1</sup>; cette partie correspond aux affleurements analogues des *Færøer* et du Groenland. Mais les formations éruptives suivantes appartiennent à diverses époques, comme le montrent la distribution des pols glaciaires et la submersion temporaire qui s'est produite entre les deux périodes<sup>2</sup>. L'activité volcanique aurait duré depuis le milieu de l'époque tertiaire jusqu'à nos jours.

De nombreux savants ont visité l'Islande, depuis que Eggert Olafssen et Bjarne Povelsen y firent des observations d'histoire naturelle, dans les années 1752 à 1757<sup>3</sup>. Mais, en dehors des grandes difficultés qui résultent du climat, de l'état impraticable de l'île et de son étendue, ces explorations rapides pouvaient d'autant

406, pl. XV-XIX). Sur l'îlot le plus occidental, dont la nature est également éruptive, voir J. W. Judd, Grenville R. J. Cole, etc. *Notes on Rockall Island and Bank, with an Account of the Petrology of Rockall* (Trans. R. Irish Acad., XXXI, pt. 3, p. 39-98, pl. IX-XIV, 1897); M. Christy, *Rockall* (Scottish Geogr. Mag., XIV, 1898, p. 393-415, 2 pl., 2 cartes.)

[1. Th. Thoroddsen, *Nogle iagttagelser over Surtarbrandens geologiske forhold i det nordvestlige Island* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XVIII, 1896, p. 114-154, pl. 1 : carte.)

[2. Th. Thoroddsen, *Om nogle postglaciale liparitiske Lavastrømme i Island* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XIII, 1891, p. 609-620.)

3. Eggert Olafssen og Bjarne Povelsen, *Reise igjennem Island, 1752-1757*, 2 vol. in-4°, Sorö, 1772 [traduit en allemand, 2 vol. in-4°, Kopenhagen-Leipzig, 1774-1775, et Dresden, 1787; en français, 5 vol. in-8° et 1 atlas in-4°, Paris, 1801, et Paris-Strasbourg, 1802; en anglais, 2 vol., 1800-1805].

moins conduire à une intelligence complète de la géologie du pays que, souvent, les voyageurs concentraient tout leur effort sur les questions générales relatives à la nature des phénomènes volcaniques. Aujourd'hui, depuis qu'il s'est trouvé un observateur indigène, Th. Thoroddsen, de Reykjavik, pour étudier, avec autant de persévérance que de talent, les grands traits de la structure de sa patrie, ceux-ci apparaissent de plus en plus nets. On voit en même temps de plus en plus clairement que le soubassement volcanique ancien est haché de failles, qui le découpent en horsts et en fosses d'effondrement, comme la Scanie et le Spitzberg, et que c'est à ces failles mêmes que se rattachent les traces plus récentes d'activité volcanique. Grâce à des observations encore inédites de Thoroddsen<sup>1</sup>, il m'est permis d'annoncer que non seulement le Snaefell's Sýsla, la grande presqu'île du milieu de la côte occidentale, est un véritable horst, limité au nord et au sud par des lignes de faille, et que le Faxa Fjördr, au sud de cette péninsule, avec la dépression qui le continue dans l'intérieur du pays, est un champ d'affaissement, comme l'indique déjà Keilhack<sup>2</sup>; mais que le Breidi Fjördr, au nord de la presqu'île, ainsi que le Húna Flói, sur la côte septentrionale de l'Islande, avec le Steingrims Fjördr, doivent de même leur origine à des affaissements, qui ont eu sans aucun doute la plus grande influence sur la détermination des contours du plateau. Au midi, la chaîne de hauteurs de Reykjanes est également un horst, de part et d'autre duquel des mouvements semblent s'être produits à une époque très récente. Nulle part, dans le Sud de l'Islande, les tremblements de terre ne sont plus fréquents que sur la côte sud de cette presqu'île<sup>3</sup>.

Sans anticiper davantage sur les publications de M. Thoroddsen<sup>4</sup>, il y a lieu du moins de faire observer que la découverte

[1. Th. Thoroddsen, *Geologisk iagttagelser paa Snaefellsnes og i omegnen af Faxebugten i Island* (Bihang till K. Sv. Vet. Akad. Handl., XVII, Afdeln. II, n° 2, 97 p., 1 carte, 1891).]

2. K. Keilhack, *Beiträge zur Geologie der Insel Island* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXVIII, 1886, p. 376-449, pl. VIII-XI); p. 392 se trouve une coupe en travers de la fosse d'effondrement qui occupe le flanc méridional du Skardsheidi, c'est-à-dire le flanc sud du grand horst du Snaefell. — C'est à l'entremise de M. le Prof. Nathorst de Stockholm que je dois les communications de M. Th. Thoroddsen de Reykjavik; voir aussi Th. Thoroddsen, *Eine Lavawüste im Innern Islands* (Petermanns Mittheil., XXXI, 1885, p. 285-294, 327-339, pl. XIV).

[3. Voir Th. Thoroddsen, *Jordskjælv i Islands sydlige lavland, deres geologiske forhold og historie* (Geogr. Tidskr., XIV, 1897-98, p. 93-113, Tav. IV, carte; Extr. C. R. Soc. Géogr. Paris, 1897, p. 330-333).]

[4. Voici le titre des principales : *Vulkaner i det nordöstlige Island* (Bihang till K. Svensk. Vet. Akad. Handl., XIV, Afd. II, Nr. 5, 71 p., 3 pl., 1888; trad. par M. Lehmann-Filhes sous le titre de *Vulcane im nordöstlichen Island* (Mittheil. k. k. Geogr. Ges.

de ces fractures tabulaires et la décomposition de l'Islande en horsts, gradins et voussoirs effondrés, outre l'intérêt local que la chose présente, soulèvent encore des questions d'un autre ordre. D'abord, nous voyons dans le progrès de ces affaissements la continuation des phénomènes qui, en somme, ont formé cette portion même de l'Océan. En outre, il faut remarquer que toute la série tertiaire moyenne du soubassement ne contient, en fait de fossiles, que des végétaux terrestres, et que, par conséquent, elle s'est formée sur un sol émergé. Un lambeau marin peu étendu, à Halbjarnarstadir, au N. de Húsavik, sur la côte nord-est, a été rapporté par Mörch à l'âge du Crag anglais<sup>1</sup>; en outre, il existe dans un grand nombre de localités des bancs de coquilles glaciaires et postglaciaires, qui s'élèvent jusqu'à 200 pieds environ d'altitude [60 m.]<sup>2</sup>. Le pays a donc été partiellement submergé à une époque tardive. Nous sommes ainsi amenés, en Islande, à nous poser avec une netteté particulière la question de savoir si les dislocations de l'écorce solide suffisent pour expliquer les déplacements de la ligne des

Wien, Neue Folge, XXXIV, 1891, p. 117-145, 245-289, 3 pl.); *Zwei Reisen ins Innere von Island* (Petermanns Mitteil., XXXVIII, 1892, p. 25-31, 189-196, carte, pl. III); *Om Islands geografiske og geologiske Undersøgelse* (Geogr. Tidskr., Kjöbenhavn, XII, 1893, p. 36-45); *Reisen in Island und einige Ergebnisse seiner Forschungen* (Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XX, 1893, p. 203-214); *Explorations in Iceland* (Geogr. Journal, London, II, 1893, p. 154-158, carte); *Rejse i Vester-Skaptafells Syssel paa Island i sommeren 1893* (Geogr. Tidskr., XII, 1893-94, p. 167-234, pl. II, carte); *Ueber seine Forschungsreise in Island im Jahr 1893* (Verhandl. Ges. f. Erdkunde, XXI, 1894, p. 289-295); *Fra det sydøstlige Island. Rejseberetning fra sommeren 1894* (Geogr. Tidskr., XIII, 1895-96, p. 3-37, carte, pl. I); *Fra det nordøstlige Island* (Ibid., XIII, 1896, p. 99-122, carte; extr. par K. Keilhack, Petermanns Mitteil., XLII, 1896, p. 269-275, carte); *Nogle almindelige Bemærkninger om islandske Vulkaner og Lavastrømme* (Geogr. Tidskr., XIII, 1895-96, p. 140-156); *Fra det nordlige Island. Rejseberetning fra sommeren 1896* (Ibid., XIV, 1897, p. 7-28, carte, pl. I); *Hovedresultaterne af Undersøgelser paa Island i Aarene 1881-1893* (Ibid., XIV, 1897-98, p. 165-169); *Untersuchungen in Island in den Jahren 1893 bis 1898* (Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, XXXIII, 1898, p. 283-301); *Explorations in Iceland during the years 1884-98* (Geogr. Journ., XIII, 1899, p. 251-274). Une carte géologique détaillée de l'Islande, résumant tous ces travaux, est en préparation. — Voir aussi Ch. Rabot, *Les Volcans et les Glaciers d'Islande, d'après les explorations de M. Thoroddsen* (Nouvelles géogr., Paris, IV, 1894, p. 97-103, 119-122); H. J. Johnston-Lavis, *Notes on the Geography, Geology, etc. of Iceland* (Scottish Geogr. Mag., XI, 1895, p. 441-466, 11 fotogr.); A. G. Nathorst, *Jordens Historia efter M. Neumayrs « Erdgeschichte » utarbetad med särskild hänsyn till Nordens urverld*, in-8°, Stockholm [1889], p. 183-204. — La traduction allemande du grand ouvrage de Th. Thoroddsen, *Geschichte der isländischen Geographie* (in-8°, I-II, Leipzig, 1897-98), n'est encore parvenue qu'aux chapitres concernant le XVIII<sup>e</sup> siècle.]

1. O. A. L. Mörch, *On the Mollusca of the Crag formation of Iceland* (Geol. Mag., VIII, 1871, p. 391-400). [D'après G. Dollfus, la faune décrite par Mörch se rapporterait plutôt au Quaternaire ancien. *Cyprina Gaimardi* est une variété renflée de *Cyprina islandica* (Géologie du Spitzberg, à propos de la mission de « La Manche », Feuille des Jeunes Naturalistes, n° 288, 1894, p. 19 du tir. à part).]

[2. Th. Thoroddsen, *Postglaciale marine Aflejringer, Kystterrasser og Strandlinjer i Island* (Geogr. Tidskr., XI, 1891, p. 209-225, carte, pl. VI).]

rivages, ou s'il faut admettre des changements indépendants dans la forme de la surface de la mer.

13. **L'Afrique occidentale**<sup>1</sup>. — D'après les observations, peu nombreuses d'ailleurs, que l'on possède sur la côte nord-ouest de l'Afrique, il semble que les terrains tertiaires, analogues à ceux que nous avons rencontrés sur la côte occidentale de l'Espagne, ne doivent pas non plus y faire défaut. De 29° 30' à 28° de lat. N., Duro a trouvé la côte formée exclusivement par des bancs d'un grès de couleur claire, dont la mer vient battre le pied. Les choses se passent de même vers l'embouchure de l'Oued Draa. Quand on escalade les falaises, le regard s'étend sur une plaine sans limites<sup>2</sup>. Il est difficile de croire que la mer du Tertiaire moyen n'a pas couvert l'Ouest du Sahara, et ce que Lenz a observé dans son voyage à Tombouctou s'accorde bien avec cette manière de voir<sup>3</sup>.

Les îles adjacentes sont volcaniques, et elles portent pour la plupart encore aujourd'hui des cratères en activité; mais elles ont un soubassement particulier. Déjà Léopold de Buch signalait dans les îles Canaries des roches volcaniques anciennes, formant la charpente fondamentale sur laquelle étaient posés les volcans modernes<sup>4</sup>. Nous devons à Doelter la découverte inattendue que Majo, l'une des îles du Cap-Vert, est en grande partie formée non de

[1. Voir les notes du t. I, 2<sup>e</sup> partie, chap. V et VI, p. 454-546.]

2. C. F. Duro, *Exploración de una parte de la Costa Noroeste de Africa* (Bol. Soc. Geogr. Madrid, IV, 1878, p. 184-199).

[3. Cette hypothèse ne paraît pas avoir été confirmée par les travaux récents : G. Rolland, *Sur l'histoire géologique du Sahara* (C. R. Acad. Sc., CXI, 1890, p. 996-999); F. Quiroga, *Observaciones geológicas hechas en el Sahara occidental* (Anales Soc. Esp. de Hist. Nat., XVIII, 1889, p. 313-393, carte géol.); G. B. M. Flamand, *Note sur la Géologie du Sahara nord-occidental* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIV, 1896, p. 891-893), et *Aperçu général sur la géologie et les productions minérales du bassin de l'Oued-Saoura et des régions limitrophes* (extr. des *Documents pour servir à l'étude du Nord-Ouest africain*, rédigés par H. M. P. de La Martinière et N. Lacroix), in-8°, 166 p., 1 carte, nombreuses pl., Alger, 1897. — Voir aussi la carte de G. Rolland, reproduite dans le présent ouvrage, I, p. 459, fig. 68, et les *Observations* de S. Calderon (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XX, 1892, p. xxxiii-xxxv; reprod. Anales Soc. Esp. de Hist. Nat., Actas, XXI, 1892, p. 29-32.)

[4. Sur les volcans des Canaries, voir A. Rothpletz, *Das Thal von Orotava auf Tenerife* (Petermanns Mitteil., XXXV, 1889, p. 237-251, carte géol., pl. XV); O. Simony, *Der Pik von Tenerife* (Monatbl. Wiss. Klub, Wien, XII, 1890, p. 1, pl.); Hans Meyer, *Die Insel Tenerife und ihre Bewohner* (Geogr. Zeitschr., I, 1895, p. 556-580, carte géol., pl. 7); *Die Insel Tenerife, Wanderungen im Canarischen Hoch- und Tiefland*, in-8°, Leipzig, 1895. — O. Simony, *Ueber eine naturwissenschaftliche Reise nach der westlichen Gruppe der Canarischen Inseln* (Mitteil. k. k. Geogr. Ges. Wien, Neue Folge, XXXIII, 1890, p. 145-176, 209-231, pl. II-XVII, fotogr.; Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XVII, 1890, p. 207-210, pl. I-III); *Die Canarischen Inseln, insbesondere Lanzarote und die Isletas* (Schriften Ver. zur Verbr. naturwiss. Kenntn. Wien, XXXII, 1892, p. 325-398, 40 pl.). — O. Walter,

roches volcaniques, mais de schistes et de calcaires, et ne représente ainsi qu'un fragment d'une ancienne terre ferme<sup>1</sup>. On a déjà vu que des dépôts marins du Tertiaire moyen, présentant les caractères du premier étage méditerranéen, prennent part à la constitution de Madère et de Porto Santo, ainsi que de Santa Maria, la plus méridionale des Açores<sup>2</sup> (I, p. 372). Formant un groupe entièrement distinct de toutes ces îles, tant au point de vue de leur situation géographique qu'en ce qui concerne la nature des roches, sont les cinq récifs aux teintes sombres qui, en plein Océan, par 0° 55' de lat. N., sont désignés sous le nom général de Saint-Paul. Darwin ne les comptait pas au nombre des îles volcaniques, et Renard a montré, d'après les échantillons rapportés par l'expédition du *Challenger*, qu'ils se composent de péridotite<sup>3</sup>.

Pour une très grande partie des îles volcaniques de la moitié orientale de l'Océan, on peut admettre, d'accord en cela avec Léopold de Buch et avec Hartung, que les volcans sont plantés sur un socle commun qui leur sert de soubassement, comme Calderon a cherché récemment à le montrer dans un aperçu général sur ces îles<sup>4</sup>.

On peut affirmer ici, avec bien plus d'assurance encore que pour le Nord, que les îles volcaniques visibles ne représentent qu'une faible partie des vastes régions volcaniques que recouvre la mer. Les traces nombreuses d'activité sous-marine qui ont été signalées, entre 18° et 26° de long. W., notamment dans le voisinage de l'Équateur, — secousses brusques, colonnes de fumée, bas-fonds inconnus des navigateurs, — ont conduit Daussy, dès 1838, à admettre qu'il existe, par 0° 22' de lat. S. et 22° de long. W. environ, un centre sous-marin d'éruption<sup>5</sup>.

*Petrographische Studien an Gesteinen der Insel Hierro, nebst geognostischen Aufzeichnungen über die Insel, nach eigenen Tagebuchnotizen zusammengestellt von K. v. Fritsch, in-8°, 123 p., 3 pl. (Inaug.-Diss.), Halle a. S., 1894.]*

1. C. Doelter, *Die Vulkane der Cap Verden und ihre Producte*, in-8°, Gratz, 1882. [F. Eigl, *Ueber einige Eruptivgesteine der Capverden* (Tschermak's Min. Petrogr. Mittheil., XI, 1890, p. 91-104).]

[2. A. Rothpletz und V. Simonelli, *Die marinen Ablagerungen auf Gran Canaria* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLII, 1890, p. 677-736, pl. XXXV-XXXVI); J. C. Berkeley Cotter, *Noticia de alguns fosseis terciarios do archipelago da Madeira* (Communic. Com. dos Trab. Geol. de Portugal, II, 1892, p. 232-254); *Noticia de alguns fosseis terciarios da ilha de Santa Maria no archipelago dos Açores* (Ibid., p. 255-287).]

3. A. Renard, *Description lithologique des récifs de Saint-Paul* (Annales Soc. belge de Microscopie, 1882, 53 p.); [et *Report on the Petrology of the Rocks of St. Paul (Atlantic)*. In-4°, 29 p., 1 pl. (The Voyage of H. M. S. Challenger, Narrative, vol. II, 1882).]

4. D. Salvad. Calderon, *Edad geológica de las Islas Atlánticas y su relación con los Continentes* (Bol. Soc. Geogr. Madrid, XVI, 1884, p. 377-399); voir aussi A. Milne-Edwards, C. R. Acad. Sc., XCVII, 1883, p. 1389 et suiv.

5. P. Daussy, *Note sur l'existence probable d'un volcan sous-marin, situé par environ 0° 20' de latitude sud et 22° 0' de longitude ouest* (C.R. Acad. Sc., VI, 1838, p. 512; reprod.

On ne retrouve pas dans ces îles les dépôts tertiaires à végétaux qui se montrent dans les Hébrides, les Færøer et en Islande et qui partout, dans le Nord, accompagnent les laves basaltiques. Par un contraste frappant avec l'absence complète de formations marines tertiaires qui caractérise les régions boréales, on n'y observe que des dépôts marins tertiaires, qui d'ailleurs n'ont été rencontrés que dans quelques-uns des groupes précités<sup>1</sup>.

Nos connaissances sur la constitution géologique de la Sénégambie et de la Guinée présentent de nombreuses lacunes. Le résumé des faits acquis jusqu'à ce jour que l'on doit à Gürich montre toutefois que, probablement jusqu'au cours inférieur de la Falémé et jusqu'au haut Sénégal<sup>2</sup>, ainsi que dans une très grande partie des bassins du Djoliba [Niger] et de la Bénoué<sup>3</sup>, domine toujours la structure que nous avons cru pouvoir suivre, en venant du sud, jusqu'à Pungo Andongo (9° 24' de lat. S.; I, p. 505). Des terrains archéens plissés, de nature assez variée, parfois associés à des schistes argileux dont l'âge est inconnu, forment un soubassement sur lequel reposent de grands paquets horizontaux de grès rouge. Ceux-ci sont fréquemment découpés en montagnes tabulaires et ne paraissent pas dépasser, dans les régions considérées par Gürich, la hauteur de 300 mètres<sup>4</sup>. Il est possible, d'après

avec une carte, montrant la distribution des secousses observées, dans Mallet, *IV. Report upon the facts and theory of Earthquake Phenomena* (Rep. Brit. Assoc., 1853, p. 20 et suiv.). [Voir aussi E. Rudolph, *Über submarine Erdbeben und Eruptionen* (Beiträge zur Geophysik, herausg. v. G. Gerland, I, 1887, p. 133-365, pl. IV-VII; II, 1894, p. 537-666; III, 1897, p. 273-336, pl. II).]

[1. Sur l'origine océanique probable des Açores, voir J. de Guerne, *Excursions zoologiques dans les îles de Fayal et de San Miguel*, in-8°, 111 p., 1 pl., Paris, 1888; Th. Barrois, *Recherches sur la faune des eaux douces des Açores* (Mém. Soc. des Sc. de Lille, 5° sér., 1896, 172 p., cartes).]

[2. Voir M. Barrat, *Les mines d'or du bassin du Sénégal* (Revue Coloniale, II, 1896, p. 477-502; St. Meunier, *Contribution à la géologie du bas Sénégal* (C. R. Acad. Sc., CXXVI, 1898, p. 666-669); Capit. C. Salesses, *Étude d'une nouvelle voie de communication de la Guinée française vers le Niger* (Revue du Génie militaire, 1896, p. 481-524, carte); J. Eysséric, *Exploration du Bandama (Côte d'Ivoire), 1896-1897* (Annales de Géogr., VII, 1898, p. 276, pl. E, F), et *Rapport sur une Mission scientifique à la Côte d'Ivoire* (Nouv. Archives des Missions scientif., IX, 1899, p. 202-203, carte géol. : roches cristallines et conglomérats ferrugineux, argiles. etc.).]

[3. P. Dusen, *Om nordvästra Kamerun-områdets Geologi* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XVI, 1894, p. 29-63, carte géol., pl. I); Passarge, *Bericht über die Expedition des deutschen Kamerun-Komitees in den Jahren 1893/94* (Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXI, 1894, p. 369-378, carte); *Adamaua, Die deutsche Kamerun-Expedition* in-8°, Berlin, 1895, carte géol.; E. Stromer von Reichenbach, *Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika*, in-8°, München-Leipzig, 1896, p. 157-199, carte géol.; Capit. Julien, *Du Haut-Oubangui vers le Chari par le bassin de la rivière Kota* (Bull. Soc. Géogr. Paris, 7° sér., XVIII, 1897, p. 363-368); Lieut. Fréih. von Seefried, *Beitrag zur Geologie des Schutzgebietes Togo* (Mitteil. a. d. Deutsch. Schutzgeb., XI, 1898, p. 227-235).]

[4. Entre la Volta et le Niger, le pays de Mossi est parsemé de montagnes tabu-

Gürich, que les gisements de foyaïte des îles Los et le gabbro à olivine de Freetown (Sierra Leone) soient interstratifiés dans ces couches sédimentaires horizontales<sup>1</sup>.

Ces caractères persistent avec une étonnante uniformité; on les retrouve dans les descriptions que Lenz et Baumann ont données des rives du Congo, et la carte géologique de la région occidentale du Congo, due à Pechuël-Loesche, les fait nettement ressortir. C'est à Kalubu, bien en aval de Stanley Pool, que commence la région des grès rouges horizontaux, qui s'étendent ensuite dans l'intérieur du pays jusqu'au delà du Pool<sup>2</sup>.

lares de grès et de schistes, qui dominent le plateau de 50 à 200 mètres (P. L. Monteil, *De Saint-Louis à Tripoli par le lac Tchad*, in-8°, Paris [1895], p. 150). — Voir aussi Capit. Imbert, *Reconnaissance au nord de Bakel* (Bull. Soc. Géogr. Paris, 7° sér., XVIII, 1897, p. 312, 339, carte, figures.)

1. G. Gürich, *Beiträge zur Geologie von West-Afrika* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXIX, 1887, p. 96-135, 2 pl.). Voir surtout A. Pomel, *Le Sahara*, in-8°, Alger, 1872, p. 23 et suiv., et pour les côtes : Osc. Lenz, *Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst.*, 1878, p. 52, 119-121, 148-153, 168-169, et dans d'autres publications. Voir aussi Osc. Lenz, *Geologische Karte von West-Afrika* (Petermanns Mittheil., XXVIII, 1882, pl. I); C. W. Gumbel, *Beiträge zur Geologie der Goldküste in Afrika* (Sitzungsber. math.-phys. Cl. k. b. Akad., Wiss. München, XII, 1882, p. 170-196); Chaper, *Note sur la géologie de la possession française d'Assinie* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3° sér., XIV, 1885-86, p. 105-112). [Sur les roches cristallines et éruptives de Sierra Leone, voir C. A. Raisin, *Contributions to the Geology of Africa*, II. *Specimens from West-Africa* (Geol. Mag., Dec. 3, X, 1893, p. 440-443); G. Scott Elliot and Miss C. Raisin, *Sierra Leone. Report on the Geology and Botany*, London, 1893 (Blue Book C, 6.998).]

2. Pechuël-Loesche, *Zur Geologie des westlichen Congogebietes* (Deutsche Rundschau f. Geogr. und Stat., herausg. von F. Umlauf, Wien, VIII, 1886, p. 289-293, carte). On signale de l'asphalte sur la côte, dans l'avant-pays. [Voir aussi Ed. Dupont, *Lettres sur le Congo*, in-8°, 10 pl., carte géol., Paris, 1889; St. Meunier, *Aperçu sur la constitution géologique des régions situées entre Bembé et le Pic Crampel (Congo), d'après les échantillons recueillis par M. Jean Dybowski* (C. R. Acad. Sc., CXV, 1892, p. 144-146); *Contribution à la Géologie du Congo* (Le Naturaliste, XIV, 1892, p. 266-269); M. Bertrand, *La Géologie du bassin du Niari* (Revue générale des Sciences, V, 1894, p. 792-796, carte); M. Barrat, *Trois coupes géologiques du Congo français* (C. R. Acad. Sc., CXXI, 1894, p. 703-705); *Sur la Géologie du Congo français* (Ibid., p. 758-761; Annales des Mines, 9° sér., VII, 1895, p. 379-510, pl. XII-XIV, dont 1 carte géol. à 1 : 250 000); *Ogôoué et Como, Congo Français* (Bull. Soc. Géogr., 7° sér., XVII, 1896, p. 182); J. Cornet, *Les formations post-primaires du bassin du Congo* (Annales Soc. Géol. de Belgique, Liège, XXI, 1894, Mémoires, p. 193-279, carte géol., pl. 5); *Die geologischen Ergebnisse der Katanga-Expedition* (Petermanns Mittheil., XL, 1894, p. 121-130, pl. 10 : carte géol.); *Les gisements métallifères du Katanga* (Mém. Soc. Sc. du Hainaut, Mons, 1894, 56 p., 2 pl.); *La Géologie de la partie Sud-Est du bassin du Congo et les gisements métallifères du Katanga* (Revue Universelle des Mines, 38° année, 3° sér., XXVIII, 1894, p. 217-290, pl. 6 et 7); *Les dépôts superficiels et l'érosion continentale dans le bassin du Congo* (Bull. Soc. belge de Géol., Bruxelles, X, 1896, Mém., p. 44-116); *Études sur la Géologie du Congo occidental entre la côte et le confluent du Ruki* (Ibid., XI, 1897, Mém., p. 311-377, pl. VIII et IX); *Observations sur les terrains anciens du Katanga faites au cours de l'expédition Bia-Françquai, 1891-93* (Annales Soc. Géol. de Belgique, Liège, XXIV, 1897, Mémoires, p. 25-191, pl. I); *La géologie du bassin du Congo d'après les connaissances actuelles* (Mouvement Géogr., XIV, 1897, n° 34, 36, 37, 40, 43). — A. J. Wauters, *Le relief du bassin du Congo et la genèse du fleuve*, in-4°, 70 p., 3 cartes, Bruxelles, 1894 (Extr.

Cependant, encore au nord de l'Équateur<sup>1</sup>, vient s'ajouter un nouvel élément : la zone de terrains crétacés et tertiaires d'origine marine, qui, comme on le voit maintenant, borde la côte sur presque toute sa longueur jusqu'au Cunené. Ces affleurements ont été reconnus tout d'abord, en divers points fort éloignés, par Giebel et par Lenz (I, p. 506). Depuis lors, Malheiro et Choffat ont décrit des dépôts crétacés analogues dans le voisinage de Benguella; dans cette région, le gneiss est recouvert par du grès rouge contenant un peu de gypse, du soufre et du cuivre, puis vient le terrain crétacé<sup>2</sup>. Plus au sud encore, sur la côte de Mossâmedes, Anchieta décrit les sédiments crétacés et tertiaires comme formant une bordure haute de 100 mètres à peine et large de 20 à 25 kilomètres; les couches y sont horizontales et viennent buter, dans l'intérieur du pays, contre le gneiss<sup>3</sup>.

Sur le bas Khuseb, les terrains schisteux anciens, qui sont plissés, se dirigent, d'après Stapff, du N.W. au S.E. A Angra Pequena, d'après Schenck, les grès horizontaux qui recouvrent le

du « Mouvement Géographique »); A. J. Wauters et Ad. Buyl, *Bibliographie du Congo*, in-8°, Bruxelles, 1895, p. 91-98 et 320. — P. Choffat, *Nouvelles études sur la Géologie du bassin du Congo* (Revista de Sciencias Naturaes Sociaes, Porto, IV, p. 34-39, 1895); X. Stainier, *The Geology of the Congo* (Trans. Fed. Inst. Mining Eng., XV, 1898, p. 491-501, carte.)]

[1. Voir Fr. Kossmat, *Ueber einige Kreideversteinerungen vom Gabun* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, CII, Abth. 1, 1893, p. 575-590, 2 pl. : fossiles rapportés par Baumann); A. v. Kœnen, *Ueber Fossilien der Unteren Kreide am Ufer des Mungo in Kamerun* (Abh. K. Ges. Wiss. zu Göttingen, Math.-phys. Klasse, Neue Folge, I, 1, 1897); P. Danzanvilliers, *Les reconnaissances géologiques de M. R. Thollon dans les vallées du Djoué et du Niari* (Bull. Soc. Géogr. Paris, 7<sup>e</sup> sér., XVIII, 1897, p. 252-256, coupe); J. Bouysson, *La région côtière au nord du Congo* (C. R. Soc. Géogr. Paris, 1897, p. 425-428), et *Renseignements sur la région côtière au nord de Libreville et sur le bas Ogôoué* (Ibid., 1898, p. 355-359, carte géol.)]

2. P. Choffat, *Note préliminaire sur des fossiles recueillis par M. Lourenço Malheiro dans la province d'Angola* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XV, 1885-87, p. 154-157). [Voir aussi Dr Welwitsch, *Quelques notes sur la Géologie d'Angola, coordonnées et annotées par P. Choffat* (Communic. Com. Trabalhos Geol. Portugal, 1889, II, p. 27-44, 4 pl.), P. Choffat et de Loriol, *Matériaux pour l'étude stratigraphique et paléontologique de la province d'Angola* (Mém. Soc. Phys. et Hist. Nat. de Genève, XXX, n° 2, 1888, 116 p., 8 pl.); St. Meunier, *Contribution à la Géologie de l'Afrique occidentale* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XVI, 1887-88, p. 61-63, pl. 1 : signale la présence à Lobito, Benguela, de *Schloenbachia inflata*); P. Choffat, *Coup d'œil sur la Géologie de la province d'Angola* (Extr. du « Portugal em Africa », juillet 1895, p. 799-807; Comm. Com. Trab. Geol., 1895-96, III, 1, p. 84-91). — Pour la bibliographie des travaux concernant la géologie des possessions portugaises en Afrique, voir P. Choffat et J. N. Delgado, *Communic. Com. Trab. Geol.*, I, p. 338-347; II, p. XXI-XXX; III, p. 104-128; J. P. Gomes, *Échantillons de roches recueillis entre Benguella et Catoco, Prov. d'Angola* (Ibid., III, 1898, p. 239-243); J. Pereira do Nascimento, *Exploração geographica e mineralogica no districto de Mossamedes em 1894-1895*, in-8°, 110 p., 4 pl., carte, Lisboa, 1898 (Extr. de Portugal em Africa, V, 1898, n° 55-60.)]

3. J. de Anchieta, *Traços geologicos da Africa occidental portugueza* (Bolet. Soc. de Geogr. de Lisboa, 3<sup>a</sup> ser., n° 9, 1885, p. 525-529).

soubassement archéen sont eux-mêmes surmontés parfois de calcaires se débitant en bancs épais; on observe de grandes failles linéaires, parallèles à la côte, et qui, sans doute, ne sont que le prolongement des cassures tabulaires si remarquables de la Colonie du Cap, décrites dans un précédent chapitre <sup>1</sup>.

Toutes ces observations, malgré leur dispersion sur une vaste étendue, confirment l'idée que l'Afrique, en laissant de côté son extrémité nord-ouest, est un ancien plateau; et la transgression du Crétacé moyen augmente d'une manière très frappante l'analogie avec d'autres plateaux et d'autres horsts fort éloignés.

**14. L'Est de l'Amérique Centrale et de l'Amérique du Sud.** — Après avoir fait connaître, dans les chapitres précédents, la structure tabulaire de la Floride et signalé la ressemblance de la Cordillère des Antilles avec la bordure de la Méditerranée occidentale ou celle de la plaine hongroise, il convient de revenir sur l'allure des côtes de l'Amérique Centrale.

Ce qui frappe ici, c'est la variété remarquable des formations marines tertiaires ou même plus récentes; faute de distinguer les uns des autres des dépôts calcaires dont l'âge est différent, on a souvent été conduit à des conclusions erronées, en ce qui concerne les soulèvements du sol qui se seraient produits à une époque très moderne. C'est aussi le cas de rappeler le caractère européen que revêtent, dans cette partie de l'Amérique, les faunes marines mésozoïques et tertiaires (I, p. 695).

Vu l'importance du sujet pour l'un des chapitres suivants, nous reproduirons, à titre d'exemple propre à mettre en lumière la structure et la succession des terrains dans la zone externe des Antilles,

1. F. M. Stapff, *Karte des unteren Khuisbthales* (Petermanns Mittheil., XXXIII, 1887, p. 201-214, carte, pl. XI); Ad. Schenck, *Ueber die geologischen Verhältnisse von Angra Pequenna* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXVII, 1885, p. 534-536); pour le Sud, voir aussi A. Mouille, *Mémoire sur la Géologie générale et sur les Mines de diamants de l'Afrique du Sud* (Annales des Mines, 8<sup>e</sup> sér., VII, 1885, p. 193-348, pl. V-IX). [Voir aussi G. Gürich, *Deutsch Südwest-Afrika, Reisebilder und Skizzen aus den Jahren 1888 und 1889* (Mittheil. Geogr. Ges. Hamburg, 1891-92, 1. Heft, p. 1-216, 5 pl., carte); A. Schenck, *Gebirgsbau und Bodengestaltung von Deutsch-Südwest-Afrika* (Verhandl. Deutsch. Geographentags, X, 1893, p. 155-172); K. Dove, *Beiträge zur Geographie von Südwest-Afrika, I. Der verticale Aufbau des Landes* (Petermanns Mittheil., XL, 1894, p. 60-64); *Deutsch Südwest-Afrika* (Ibid., Erg.-H. n<sup>o</sup> 120, 1896, 3 cartes); E. Stromer von Reichenbach, Ouvr. cité, p. 111-156, carte); Hartmann, *Das Kaoko-Gebiet in Deutsch-Südwest-Afrika* (Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXIV, 1897, p. 113-141, carte); S. Passarge, *Ueber seine Reisen in Süd-Afrika* (Ibid., XXIV, 1897, p. 442, 475; XXV, 1898, p. 513), et *Reisen im Ngami-Land* (Ibid., XXVI, 1899, p. 189-204, carte : pl. 4.); A. Schenck, *Die Afrikaforschung seit dem Jahre 1884 und ihr gegenwärtiger Stand. I. Die Deutschen Kolonien* (Geogr. Zeitschr., IV, 1898, p. 337, 388 et suiv.)]

quelques renseignements tirés de la description de l'île d'Antigua donnée par Purves<sup>1</sup>.

Antigua (fig. 44) a la forme d'un triangle; le côté le plus long est tourné vers le N.E., faisant face à l'Océan, et mesure 25 kilomètres; dans cette direction, la pente sous-marine est très douce; c'est là que se trouvent les couches les plus récentes. Celles-ci se prolongent dans la Barbude, distante de 48 kilomètres, et jusqu'à cette île la profondeur n'est que de 30 à 40 brasses [55 à 75 m.] Au S.W., au contraire, la pente est très rapide, et du côté de la Guadeloupe, qui n'est pas plus éloignée que la Barbude, on atteint bien vite 300 brasses [550 m.]. La partie sud-ouest d'Antigua est montagneuse et arrive à 1 400 pieds [420 m.]; la partie nord-est est couverte de collines et le sol s'y maintient entre 300 et 500 pieds [100 à 150 m.]; entre ces deux régions élevées s'étend, du N.W. au S.E., une plaine basse dont la direction correspond à celle des couches.

Le massif élevé du Sud-Ouest est formé de roches éruptives anciennes, désignées sous le nom de porphyrites et de brèches volcaniques ( $\pi$ , fig. 44). Sur ces roches repose, au N.E., un tuf stratifié ( $T_1$ ). Au tuf succède le calcaire siliceux inférieur ou marin, qui renferme de nombreux restes de coquilles et en outre *Prionastræa diversiformis*, *Solenastræa taurinensis*, *Stylocænia lobatorotundata*, *Porites Collegniana*, espèces qui toutes se retrouvent dans les dépôts méditerranéens de Turin, et *Alveopora dædalæa*, qui vit aujourd'hui dans la mer Rouge, dans l'Océan Indien et dans l'Océan Pacifique (cette assise est représentée par la bande noire a, a, fig. 44). Ce calcaire siliceux est recouvert par du sable et des projections volcaniques (s). Alors vient le calcaire siliceux supérieur; il ne renferme que des coquilles d'eau douce et du bois silicifié (c'est la première bande blanche b, b, fig. 44). Au-dessus, il y a un nouveau lit de tuf ( $T_2$ ), au milieu duquel surgit un piton de trachydolérite. Une faille, qui traverse l'île tout entière dans le sens de la direction des couches, fait reparaître les niveaux s, b et  $T_2$ . Nous avons maintenant traversé le centre de l'île et en même temps la plaine, et nous sommes arrivés au pied des collines qui occupent la partie nord-est d'Antigua. Elles sont formées de marnes blanches ou jaunâtres et de calcaires blancs; vers le S.W., elles dessinent un escarpement abrupt; au N. E., ces couches s'enfoncent insensiblement sous la mer, d'où elles émergent en de nombreux récifs (c). C'est de là que proviennent très probablement, suivant Purves, les

1. J. C. Purves, *Esquisse géologique de l'île d'Antigua* (Bull. Mus. Roy. d'Hist. Nat. de Belgique, III, 1883, p. 273-318, pl. XIV).

fragments d'*Orbitoides Mantelli* signalés à Antigua par Rupert Jones; ce niveau est l'équivalent du calcaire blanc à Orbitoïdes de la Jamaïque.

Toutes les couches énumérées jusqu'à présent sont très légèrement inclinées vers le N.E. Dans la partie la plus septentrionale de l'île, cette série se termine par des marnes horizontales (d), qui renferment un mélange de gastéropodes marins et terrestres

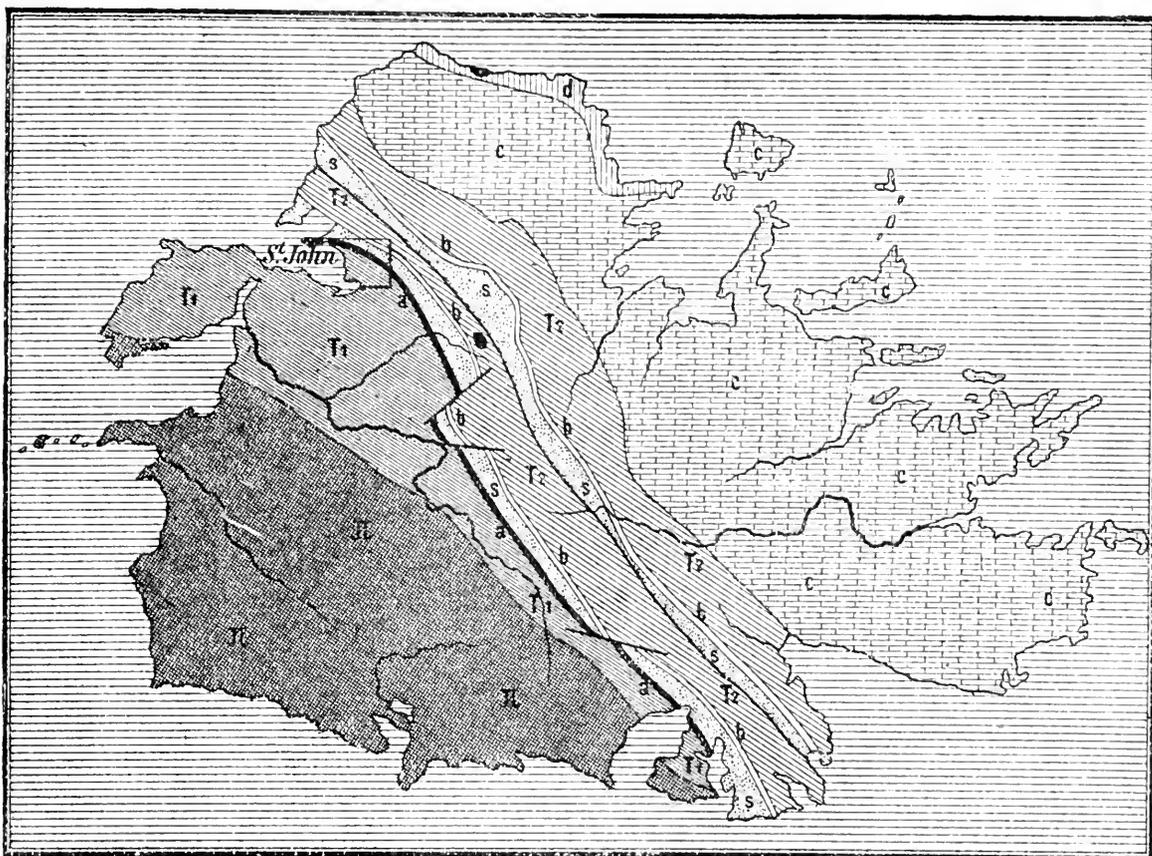


FIG. 44. — L'île d'Antigua, d'après Purves. — Échelle de 1 : 250 000 environ.

appartenant à des espèces qui vivent presque toutes encore aujourd'hui. Les bancs inférieurs de ces marnes sont exclusivement marins; dans les bancs supérieurs, l'association aux espèces marines de genres tels que *Melampus*, *Physa*, *Planorbis* indique un rivage vaseux. Un pointement isolé de basalte se montre sur la côte septentrionale.

Cet exemple montre à quel point les choses sont compliquées. Les dépôts corallifères du premier étage méditerranéen (a, a) reposent sur un tuf antérieur. L'activité éruptive persiste pendant toute la partie de l'époque tertiaire représentée dans l'île, et le calcaire à Orbitoïdes du Tertiaire moyen (c, c) s'enfonce sous la mer d'une manière si graduelle que ses lambeaux, entourés de récifs de

coraux vivants, pourraient très facilement être pris pour des récifs coralliens émergés de l'époque actuelle.

Ce sont probablement aussi les dépôts du premier étage méditerranéen, dont il vient d'être question, qui forment le soubassement des Bahama<sup>1</sup>. Le calcaire à Orbitoïdes constitue également une bonne partie de la Floride et remonte dans la vallée du Mississipi. C'est dans ce plateau que s'est enfoncé le golfe du Mexique (I, p. 367), et cette dépression représente « l'avant-mer » (*Vormeer*) ou la fosse antérieure de la Cordillère des Antilles. Les restes de la faune pacifique de mer profonde qui vivent actuellement au fond du golfe du Mexique et l'intercalation de la série lacustre de Grand Gulf au-dessus du Tertiaire marin du bas Mississipi montrent combien les circonstances sous l'empire desquelles la séparation de la région pacifique d'avec la région atlantique s'est effectuée — et cela à une époque toute récente, — ont dû être compliquées, à tel point même qu'on ne peut guère les reconstituer aujourd'hui<sup>2</sup>.

Dirigeons-nous maintenant plus au sud.

Les dépôts marins tertiaires pénètrent fort avant dans la vallée de l'Orénoque.

La carte de la Guyane orientale, que Vélain a dressée d'après les observations de Crevaux, montre que les roches anciennes qui constituent cette contrée se dirigent plus ou moins de l'E. à l'W. Les couches paléozoïques intercalées, qui forment la partie septentrionale du bassin de l'Amazone, suivent aussi cette direction; le tracé de la côte, de Cayenne à l'embouchure de l'Amazone, est par conséquent perpendiculaire à la direction des couches. D'ailleurs il paraît y avoir presque partout, entre le bord du massif montagneux et la mer, une large bande d'alluvions récentes<sup>3</sup>.

[1. Alex. Agassiz a montré que ces îles sont formées de calcaires d'origine éolienne, remontant au début de l'époque actuelle, et bordés par un récif-barrière (*A Reconnaissance of the Bahamas*, Bull. Mus. Comparat. Zool. Harvard College, XXVI, n° 1, p. 1-203, 47 pl., Cambridge, Mass., 1894).]

[2. D'après R. T. Hill, aucune communication n'aurait existé entre les deux océans, à travers l'Amérique Centrale, depuis la fin de la période oligocène (*The Geological History of the Isthmus of Panama and portions of Costa Rica*, Bull. Mus. Comparat. Zool. Harvard College, XXVIII, n° 5, p. 151-285, 19 pl., Cambridge, Mass., 1898; en particulier p. 270); voir aussi R. J. L. Guppy and W. H. Dall, *Descriptions of Tertiary Fossils from the Antillean Region* (Proc. U. S. Nat. Mus., XIX, 1897, p. 303-331, pl. XXVII-XXX). D'autre part, M. Douvillé a montré qu'une formation miocène marine bien caractérisée présente, des deux côtés de l'isthme de Panama, une faune identique; H. Douvillé, *Sur l'âge des couches traversées par le Canal de Panama* (C. R. Acad. Sc., CXII, 1891, p. 497-499; Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIX, 1890-91, p. XLVI, et XXVI, 1898, p. 587-600); M. Bertrand et Ph. Zurcher, *Étude géologique sur l'isthme de Panama*, in-4°, 38 p., 3 pl., Paris, 1899.]

3. Ch. Vélain, *Esquisse géologique de la Guyane française et des bassins du Parou*

Alors s'ouvre le bassin de l'Amazone<sup>1</sup>. Autant qu'on peut en juger d'après ce que l'on connaît aujourd'hui de la structure du Brésil, il faut admettre que jusqu'au cap San Roque le contour du continent est encore transversal à la direction du massif montagneux; mais, à partir de ce promontoire, l'allure de la côte, du moins jusqu'à l'Uruguay, est déterminée par celle des chaînons eux-mêmes.

En ce qui concerne cette partie si étendue du littoral, on peut ajouter aux faits précédemment exposés les considérations suivantes :

M. Orville A. Derby a bien voulu me faire remarquer combien le tracé de la côte se reproduit fidèlement, non seulement dans le cours du Parahyba, mais aussi dans celui du Parana et du São Francisco. En jetant les yeux sur une carte du Brésil, on constate en effet que ces deux grands fleuves, à partir du faite de partage des eaux, coulent l'un vers le N.E., l'autre vers le S.W., sur la même ligne parallèle à la côte, jusqu'à ce qu'ils tournent l'un et l'autre vers la mer en faisant un angle droit. Leurs embouchures sont séparées par 25 degrés de latitude. Mais la chaîne de montagnes que beaucoup de cartes indiquent sur la ligne de partage des eaux n'existe pas.

Ces deux fleuves se comportent l'un vis-à-vis de l'autre comme l'Indus et le Brahmapoutra, qui coulent aussi en sens inverse sur un même alignement longitudinal, puis, s'infléchissant à angle droit, sortent du massif montagneux par une vallée transversale. On sait que, dans les Alpes, le Rhin et le Rhône offrent absolument

*et du Yari, d'après les explorations du Dr Crevaux* (Bull. Soc. Géogr. Paris, 7<sup>e</sup> sér., VI, p. 453-492, carte géol., 1885). [Voir aussi E. P. Wood, *British Guiana Goldfields* (Trans. North of Engl. Inst. Mining and Mech. Engineers, XLIV, 1894, p. 77-182); J. B. Harrison and H. I. Perkins, *Report on the Geology of the North-Western District, British Guiana*, in-f<sup>o</sup>, 16 p., Georgetown (Demerara), 1897; J. B. Harrison and J. J. H. Teall, *British Guiana. Report on the Rocks of the Auruka District*, in-4<sup>o</sup>, 4-18 p., Ibid., 1898; E. D. Levat, *Guide pratique pour la recherche et l'exploitation de l'Or en Guyane française* (Annales des Mines, 9<sup>e</sup> sér., XIII, 1898, p. 386-616, pl. V-X : cartes); et *Les Placers aurifères de la Guyane française* (Revue Scient., 4<sup>e</sup> sér., IX, 1898, p. 703-712 et 745-749); F. Katzer, *Der strittige Golddistrikt von Brasilianisch Guyana* (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, XLV, 1897, 16 p., carte); G. Brousseau, *Verhandl. Ges. f. Erdkunde*, Berlin, XXIV, 1897, p. 151.]

[1. Sur la géologie du bassin de l'Amazone, voir F. Katzer, *Beitrag zur Kenntniss des älteren Paläozoikum in Amazonas-Gebiete* (Sitzungsb. böhm. Ges. d. Wiss., XXIX, 1896, 26 p.); *Das Amazonas-Devon und seine Beziehungen zu den anderen Devongebieten der Erde* (Ibid., 1897, p. 40-50, carte); *A fauna devonica do Rio Maecuru* (Bol. do Museu Paraense, 2<sup>e</sup> fasc., 1 carte); *Ueber das Carbon von Itaituba am Tapajós-Flusse in Brasilien* (Neues Jahrb. f. Min., 1897, II, p. 218-220); *Relatorio resumido sobre os resultados geologicos praticos da viagem de exploração ao rio Tapajós e a região de Monte-Alegre*, in-8<sup>o</sup>, 36 p., Belem, 1898.]

la même disposition. Le Saint-Gothard n'est aussi, à ce point de vue, qu'un faite de partage secondaire à l'intérieur d'une grande vallée longitudinale.

La structure des chaînes de montagnes qui déterminent le tracé de la côte et le cours de ces fleuves est connue dans ses traits principaux, grâce surtout aux descriptions d'Orville A. Derby<sup>1</sup>. Ces montagnes sont formées de terrains archéens plissés<sup>2</sup>. C'est dans la région des sources du Rio Grande qu'elles se réunissent. Du S.W. vient, le long de la côte, la Serra do Mar (fig. 45); vers le N.E. se détache la Serra da Mantiqueira; au N.N.E., à l'est du São

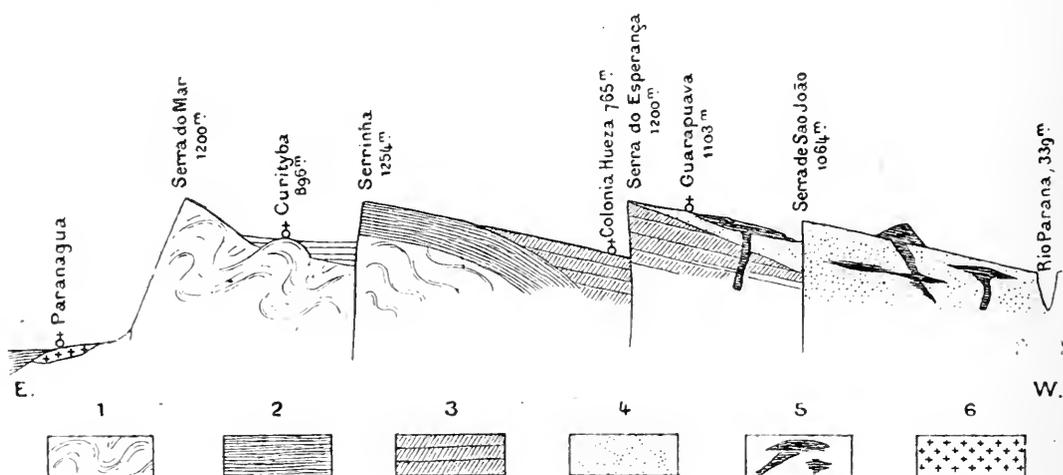


FIG. 45. — Coupe de l'Atlantique à la vallée du Parana, d'après J. v. Siemiradzki (*Sitzungsberichte K. Akad. d. Wiss. Wien, Mathem.-Naturw. Cl., CVII, Abth. I, 1898, p. 25*).

1. Schistes cristallins; 2. Grès dévonien; 3. Carbonifère; 4. Grès rouge (Trias); 5. Mélaphyres  
6. Terrains tertiaires. — Échelle des longueurs = 1 : 6 000 000.

Francisco, se trouve la Serra do Espinhaço, et un autre chaînon, que Eschwege connaissait déjà, part vers le N.W., portant le nom de Serra de Canastra, entre le Rio Pardo et le Supucahy; il se continue vers Goyaz dans des conditions dont on ignore les détails<sup>3</sup>.

A l'ouest du massif archéen plissé s'étale, vers le Parana, une

[1. Sur la Géologie du Brésil, voir I, p. 675-682; V. Grossi, *Sui progressi degli studi intorno alla Geologia e Mineralogia del Brasile* (Atti II° Congresso Italiano Geogr., 1895, Roma, 1896, p. 228-236); John C. Branner, *Decomposition of Rocks in Brazil* (Bull. Geol. Soc. of America, VII, 1896, p. 255-314, pl. 10-14); O. A. Derby, *Decomposition of Rocks in Brazil* (Journ. of Geol., Chicago, IV, 1896, p. 529-540).]

[2. Dans l'État de Parana, l'allure de ces chaînes est déterminée par de grandes failles longitudinales, affectant toute la série des terrains jusqu'aux grès rouges triasiques, et dont le regard est à l'E.; J. v. Siemiradzki, *Geologische Reisebeobachtungen in Südbrasilien* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, CVII, Abth. I, 1898, p. 23-39, 1 pl.).]

[3. Voir le *Rapport de la Commission d'Exploration du Plateau Central du Brésil*,

zone tabulaire formée de sédiments en couches horizontales, où l'on a recueilli des fossiles dévoniens et carbonifères<sup>1</sup>. L'altitude de cette zone est de 900 à 1 000 mètres, et plus au nord de 700 à 800 mètres. Elle est percée par des filons de diabase, qui faisant saillie au-dessus des couches horizontales se présentent à l'état de crêtes.

A l'ouest de cette zone de plateaux dévoniens et carbonifères vient une ligne d'escarpements qui va de l'Uruguay jusque dans l'État de Minas Geraes, et dont l'arête orientale n'atteint sur le Parana que 1 000 mètres environ, 1 200 mètres dans l'État de Minas Geraes. C'est le rebord d'une nouvelle zone de plateaux, formée de dépôts permien ou triasiques avec nappes de mélaphyre.

Les affluents orientaux du Parana ont creusé de profonds sillons dans ces terrains, disposés en lits horizontaux<sup>2</sup>. La décomposition des diabases et des mélaphyres fournit le meilleur sol pour les plantations de café.

Les conditions sont les mêmes sur le São Francisco, sauf qu'entre la chaîne archéenne plissée et la région des dépôts horizontaux on observe du terrain silurien plissé<sup>3</sup>.

Il faut donc distinguer, dans le Sud-Est et l'Est du Brésil, deux

par L. Cruls, E. Hussak, A. Pimentel, etc. (en portugais et en français), in-4°, nombr. pl. et atlas in-folio, Rio de Janeiro, 1894 (Géologie, p. 203-216 et 281-319); J. C. Branner, *Hussak's Geology of the Interior of Brazil* (Journ. of Geol., II, 1894, p. 853-855).]

[1. Pour une esquisse géologique de l'État de Parana, voir O. A. Derby, *Brief an W. Waagen über Spuren einer carbonen Eiszeit in Südamerika* (Neues Jahrb. f. Min., 1888, II, p. 172-176).]

[2. Fr. de Paulo Oliveira, *Reconhecimento geologico do Valle do Rio Paranapanema* (Bol. Comm. Geogr. e Geol. da Prov. de São Paulo, 1889, p. 27-55 : signale le Dévonien et le Carbonifère reposant en discordance sur les schistes cristallins; pour une description des porphyrites augitiques susjacentes, voir E. Hussak, *Ibid.*, p. 59-63); F. Sampaio, Fr. de Paulo Oliveira, etc., *Exploração dos Rios Itapetinga e Paranapanema*, atlas in-folio, texte in-8°, Rio de Janeiro, 1889; A. de Abreu Lacerda, *Bacia do Rio das Mortes* (Comm. Geogr. e Geol. de Minas Geraes, Bol. n° 3, 1895, p. 7-84, carte).]

3. Orv. A. Derby, *Contribuições para o estudio da Geographia physica do Valle do Rio Grande* (Bol. Soc. de Geogr. Rio de Janeiro, I, n° 4, 1885, 30 p.); *Geographia physica do Brazil* (in J. Capistrano d'Abreu e A. do Valle-Cabral, *Brazil Geographico e Historico*, vol. I, 1884; trad. en anglais dans « The Rio News », 5, 15, 24 December 1884) [trad. en allemand par E. A. Göldi, *Mittheil. Geogr. Ges. Jena*, 1886, p. 1-20, 2 cartes; résumé par V. Grossi, *Le miniere del Brasile* (Rassegna Mineraria, Roma, 1° Ottobre 1895, p. 17-26, et dans *Le Brésil en 1889*, in-8°, Paris, 1889, chap. I, p. 10-21]. On trouvera une carte géologique de la région en question, du même auteur, dans K. F. van Delden Laërne, *Braziliië en Java. Verslag over de Koffiecultuur in Amerika, Asië en Afrika* (Bijdr. tot de Taal- Land- en Volkenkunde van Ned. Indië, 4. volg., IX, 1885, pl. I). Voir aussi le présent ouvr., I, p. 679, note 1 [et O. A. Derby, *Contribuição para o estudo da geologia do Rio São Francisco* (Archivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, IV, 1879); A. de Abreu Lacerda, *Organisação e trabalhos da Comissão Geographica e Geologica do Estado de Minas Geraes* (Bol. Comm. G. e G. de Minas Geraes, N° 1, Rio de Janeiro, 1894); P. Ferrand, *L'Or à Minas Geraes (Brésil)*, 2 vol. in-8°, pl. et cartes, Ouro Preto, 1894).]

éléments, à savoir les chaînes de montagnes plissées, qui, comme nous l'avons dit, comprennent encore le Silurien sur le São Francisco, et les plateaux en couches horizontales, qui commencent avec le Dévonien et possèdent une très large extension dans l'intérieur du pays.

Dans ces chaînes de montagnes anté-dévoniennes, les terrains les plus anciens affleurent à l'est, et le mouvement qui a produit le plissement était dirigé vers l'intérieur du pays, autant qu'on en peut juger d'après les faits connus jusqu'à présent. Ce résultat a une grande importance. *Il permet d'assigner à la Serra do Mar, dans le continent sud-américain, un rôle analogue à celui que jouent les Appalaches dans l'Amérique du Nord.* « Je crois, écrit M. Orville Derby, que la comparaison du système orographique du Brésil avec les Appalaches est fondée sur une homologie véritable, et que la différence la plus sérieuse réside dans l'âge du soulèvement principal, qui affecte dans l'Amérique du Nord toute la série paléozoïque, tandis que la formation de la plus grande partie, sinon de la totalité, des chaînes brésiliennes date d'une époque antérieure à la période dévonienne. »

Il en résulte encore que les montagnes côtières du Brésil occupent, par rapport aux Andes, la même situation que les Appalaches par rapport aux Cordillères de l'Ouest nord-américain, et que, *sur toute la largeur des deux continents, le mouvement tangentiel est dirigé de l'Océan Atlantique vers le Pacifique.*

Au sud du Rio de la Plata, nous atteignons la région comprise à l'intérieur de la virgation des Andes méridionales. Sur les bords mêmes du Rio de la Plata, il existe des dépôts marins tertiaires qui pénètrent au loin dans le pays; c'est le début de la série si variée des dépôts tertiaires horizontaux, d'origine en partie marine et en partie continentale, qui, enclavés entre les branches de la virgation, forment toute la côte de la Patagonie et dont il sera question dans un prochain chapitre.

Nous avons déjà vu que les îles *Falkland* [ou *Malouines*] représentent un lambeau de terrains paléozoïques plissés, complètement indépendant du continent voisin (I, p. 702). Quant à la *Géorgie du Sud*, il ressort des renseignements fournis par la station polaire allemande que cette île est formée de schistes argileux plissés<sup>1</sup>.

1. E. Mosthaff und H. Will, *Die Insel Süd-Georgien* (Deutsche Geogr. Blätter, Bremen, VII, 1884, p. 113-151, surtout p. 119 et suiv.). [Voir aussi H. Thürach (in *Die internationale Polarforschung 1882-83. Die deutschen Expeditionen und ihre Ergebnisse*, herausgegeben von G. Neumayer, II, gr. in-8°, 58 p., Berlin, 1890-91).]

*Tristan da Cunha*<sup>1</sup> et *Diego Alvarez (Gough)*<sup>2</sup> sont d'origine volcanique.

15. **Vue d'ensemble des contours de l'Atlantique.** — Les nombreux détails qui viennent d'être passés en revue nous permettent de reconnaître qu'il existe entre les deux côtés de l'Océan Atlantique une sorte de symétrie incomplète<sup>3</sup>. Dans certains cas, la comparaison est impossible; dans d'autres, la concordance est frappante, bien que difficile à expliquer, et je vais essayer d'exposer en quoi elle consiste, terme à terme.

*a.* Au nord, au milieu de l'Océan, surgit le massif cunéiforme du *Groenland*; de chaque côté est la mer.

*b.* La bordure orientale de cette mer est formée d'abord par une chaîne de gneiss ancien, qui descend de Magerö jusqu'aux sauvages dentelures des *Lofoten* et qui reparaît plus au sud-ouest dans les Hébrides. — La bordure occidentale, dans le détroit de Davis et la baie de Baffin, est également faite d'une chaîne dentelée de gneiss, qui, venant du nord, suit le rivage par le cap Walter Bathurst, la presqu'île Cumberland et le Labrador jusqu'au détroit de Belle-Isle.

*c.* Une chaîne plissée anté-dévonienne, la *chaîne calédonienne*, part probablement de la Norvège, en passant par les Shetland et les Orcades, pour traverser l'Écosse, le Pays de Galles et une grande partie de l'Irlande. Les horsts de l'Écosse en épousent la direction. — On ne lui connaît pas d'équivalent en Amérique.

*d.* A l'est de la chaîne de gneiss et de la zone calédonienne vient, en Europe, le grand *bouclier baltique*. Les dépôts siluriens plissés de la Norvège semblent passer aux couches siluriennes disposées horizontalement qui forment sa bordure occidentale. Le terrain archéen est mis à nu au centre du bouclier; la ligne du Grint l'enveloppe de toutes parts. Le Varangerfjord, les lacs de la Laponie, puis le golfe de Finlande, les lacs Ladoga et Onéga et le golfe d'Onéga jalonnent le bord du bouclier; un bras de mer peu profond, le golfe de Botnie, s'étale à sa surface.

[1. A. Renard, *Report on the Rock Specimens collected on Oceanic Islands (The Voyage of H. M. S. Challenger, Physics and Chemistry, vol. II, 1889, pt. 7), p. 74-96* : laves basaltiques avec couches de tuf horizontales et filons d'andésite.]

[2. L. V. Pirsson, *Note on some Volcanic Rocks from Gough's Island, South Atlantic (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLV, 1893, p. 380-384)* : signale dans cette île des tufs trachytiques, de l'obsidienne et du basalte à plagioclase.]

[3. Voir A. Michel Lévy, *Sur la coordination et la répartition des fractures et des effondrements de l'écorce terrestre en relation avec les épanchements volcaniques (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXVI, 1898, p. 105-121, pl. I).*]

Cette disposition se reproduit au Canada. A l'ouest de la chaîne gneissique de la côte se trouve le grand *bouclier canadien*. Des couches paléozoïques horizontales l'enveloppent. Les grands lacs indiquent sa limite méridionale; cette limite passe ensuite par les lacs Winnipeg, Athabaska, des Esclaves, La Martre et de l'Ours jusqu'au Coronation Gulf, puis probablement par le détroit de Simpson et peut-être par la presqu'île Melville. C'est sur ce bouclier que s'étale la baie de Hudson, qui n'a qu'une faible profondeur.

En Europe, comme dans l'Amérique du Nord, il y a un bouclier, une nappe d'eau peu profonde, un anneau de lacs de Glint et une bordure paléozoïque formée de dépôts horizontaux.

e. Sur la côte occidentale de l'Irlande, à l'endroit où la chaîne calédonienne, orientée S.W., disparaît, naissent les faisceaux de plis d'une autre chaîne qui, venant de l'intérieur du continent, se dirige, en décrivant une courbe, d'abord vers l'W.N.W, puis vers l'W., et est plissée vers le nord. C'est l'*arc armoricain*. En se dirigeant vers l'W., il atteint la côte sud-ouest de l'Irlande; cette partie du littoral, puis la Cornouaille et le Devon, ainsi que les côtes du Nord-Ouest de la France, doivent leurs contours rocheux au croisement de ses plis par la mer. Cette chaîne a été constituée dans ses traits généraux avant la fin de la période carbonifère.

De même, en *Nouvelle-Ecosse* et à *Terre-Neuve*, des plis détachés du contour de l'Amérique prolongent une grande chaîne de montagnes, qui, venant du S.W., a pris peu à peu la direction E.-W. Cette chaîne est également plissée vers le nord, comme l'arc armoricain, et de même aussi, elle a été façonnée dans ses grands traits avant la fin de la période carbonifère.

f. En Europe viennent ensuite les *Pyrénées*. Il n'est pas possible de leur trouver un pendant en Amérique.

g. En Europe, on atteint alors le bassin des Asturies. On ne rencontre rien de semblable en Amérique.

h. Nous arrivons maintenant, à l'est de l'Océan, à la Méditerranée. Une chaîne plissée vers l'extérieur et décrivant une courbe très accentuée la ferme à Gibraltar : c'est le prolongement occidental de la *Cordillère bétique*, et en même temps le seul point où le bord externe d'une région plissée aboutisse au rivage oriental de l'Atlantique sans s'abaisser sous les flots, à l'état de côte découpée par des rias.

A l'ouest de l'Océan, nous voyons, plus au sud d'ailleurs, la mer des Antilles, enveloppée par la *Cordillère des Antilles*, également

plissée vers l'extérieur et s'incurvant d'une manière très marquée ; c'est l'unique partie du rivage occidental où le bord externe d'une chaîne plissée arrive à la mer sans être coupée transversalement.

Il n'est pas possible de poursuivre plus au sud cette comparaison.

Le Groenland est sur l'axe de symétrie. La chaîne gneissique des Lofoten et celle du Labrador se correspondent ; on peut objecter cependant qu'en Europe, la chaîne est interrompue sur une grande distance et que celle de l'Amérique est peu connue. La chaîne calédonienne manque en Amérique. Les deux boucliers se correspondent ; il en est de même des deux côtes anté-permiennes, découpées par des rias. Les Pyrénées et le bassin des Asturies ne sont pas représentés en Amérique ; par contre, il y a une analogie frappante entre les deux Méditerranées, dont la ceinture est faite de plissements.

Mais on peut remarquer, à ce sujet, que certains éléments sont en quelque sorte représentés deux fois en Europe, à savoir les côtes à rias armoricaines et les Pyrénées, puis le bassin des Asturies et la ceinture de la Méditerranée. Ce redoublement provient de la répétition des chaînes anté-permiennes, de la reconstruction tardive de l'Europe qui ressort si nettement de l'examen géologique des horsts.

Les plis calédoniens n'en sont pas affectés ; on ne les connaît pas dans l'Amérique du Nord ; et déjà, vers l'extrémité septentrionale de la Norvège, les massifs de couches horizontales de la région des lacs s'avancent vers l'ouest, sans interposition de cet élément, jusqu'à la grande dislocation qui les sépare du gneiss des Lofoten.

La petite Dingle Bay, à l'ouest de l'Irlande, sur le bord externe de la chaîne armoricaine, correspond par conséquent au détroit de Belle-Isle, entre le Labrador et Terre-Neuve. Les deux accidents occupent d'ailleurs sensiblement la même latitude géographique. Mais plus au sud, les parties homologues de l'Europe sont beaucoup plus serrées et plus rapprochées, et la Méditerranée se trouve ainsi occuper une position beaucoup plus septentrionale que la mer des Antilles.

C'est de cette reconstruction successive que résultent en même temps les difficultés particulières que les études tectoniques ont toujours rencontrées en Europe. Ailleurs, les montagnes se montrent plus homogènes, construites suivant un plan plus large et plus simple. Quand bien même, pour beaucoup de tronçons de chaînes qui ont été considérés dans les pages précédentes comme des

horsts, on ne parviendrait pas à suivre sur tout leur pourtour un système de fractures périphériques, — si l'on préfère, par exemple, l'hypothèse que le Plateau Central et la Bretagne au delà de Poitiers auraient été séparés non par un affaissement, mais par l'érosion, — cela ne modifierait en rien le résultat. Depuis le bas Guadalquivir jusque dans les environs de Brünn, les parois des failles font face aux chaînes de plissement plus récentes. Ce qu'on désigne là-bas sous le nom de Sierra Morena est appelé ici Manharts-Gebirge, et le seul point qui puisse être discuté, c'est de savoir jusqu'à quel degré les divers fragments situés au nord de ces fronts de cassure sont indépendants les uns des autres. Mais cette question est d'autant plus secondaire que, dans l'intérieur de ces tronçons montagneux eux-mêmes, il existe des accidents formidables, de l'âge le plus varié, comme les fractures marginales du voussoir affaissé de l'Écosse, la faille de Saint-Ingbert dans le bassin de la Sarre et la « Lettenkluft » de Příbram, par exemple.

## CHAPITRE III

### LES CONTOURS DE L'OCÉAN PACIFIQUE<sup>1</sup>

1. Nouvelle-Zélande. — 2. Australie. — 3. Nouvelle-Calédonie. — 4. Mer de Banda, Bornéo. — 5. Cochinchine, Tonkin. — 6. Les Philippines. — 7. Formose et les îles Riou-Kiou. — 8. Japon. — 9. Les Kouriles et le Kamtchatka. — 10. Coup d'œil d'ensemble sur les arcs insulaires. — 11. La Chine du Nord. — 12. Le Nord-Est de l'Asie — 13. L'arc des Alcouthiennes. — 14. Côte occidentale d'Amérique.

**1. Nouvelle-Zélande.** — Nos connaissances sur la structure de ce groupe d'îles ont fait de très grands progrès depuis la brillante description donnée par F. von Hochstetter; ces progrès sont dus aux explorations de Jul. von Haast et de Hutton et aux travaux du Service de la carte, placé sous la direction de J. Hector<sup>2</sup>. Le cadre du présent ouvrage ne comporte que l'exposé des résultats les plus importants de ces laborieuses études; mais, outre les publications antérieures, et notamment la carte géologique générale d'Hector, j'ai eu l'avantage d'utiliser ici d'obligeantes communications de M. von Haast et une esquisse manuscrite détaillée que le capitaine Hutton a bien voulu me faire parvenir.

La série des sédiments marins est très complète en Nouvelle-Zélande<sup>3</sup>. Le Silurien est représenté par au moins deux groupes de

[1. Traduit par Aug. Bernard.]

[2. Outre les *Progress Reports* annuels du *Colonial Museum and Geological Survey of New Zealand*, voir J. Hector, *Detailed Catalogue and Guide to the geological Exhibits, including a geological map and general index to the Reports*, in-8°, 101 p., 1 carte, Wellington, 1886; *Handbook of New Zealand*, 4<sup>th</sup> ed., in-8°, Wellington, 1891, p. 28-35. Voir aussi G. Ramond, *La Nouvelle-Zélande, Esquisse d'Histoire Naturelle* (Feuille des Jeunes Naturalistes, XXI, 1891, p. 67, 128 et 141, carte); De Lannay, *Les richesses minérales de la Nouvelle-Zélande* (Annales des Mines, 9<sup>e</sup> sér., V, 1894, p. 523-554, pl. IX carte); P. Garnier, *Ressources minérales de la Nouvelle-Zélande* (Mém. Soc. Ingén. Civils de Fr., LXIX, 1898, p. 192-213, pl. 207).]

[3. Voir l'*Index to fossiliferous Localities in New Zealand*, dans les Reports Geol. Explor. Colon. Mus. and Geol. Survey of N. Z. for 1886-87, p. 253-270.]

couches fossilifères, un groupe inférieur à Graptolithes et un groupe supérieur à Trilobites; le Dévonien est moins net; le Calcaire carbonifère contient *Spirifer bisulcatus*, *Productus brachythærus* et d'autres espèces caractéristiques; il est suivi des couches à *Glossopteris*, mais le Carbonifère marin qui, en Australie, surmonte ces dernières assises n'a pas été signalé en Nouvelle-Zélande. Le Trias est représenté par les couches de Wairoa à *Pseudomonotis* et *Halobia*. Puis viennent des couches caractérisées par des Ammonites et des Brachiopodes, qui sont attribuées au Lias ou au Jurassique inférieur (Catlin's River and Bastion Series), et des couches à végétaux avec *Macrotæniopteris lata*, qui sont assimilées par Hector à l'étage de Rajmahal, dans l'Inde. C'est manifestement cette même flore, correspondant à peu près à la partie moyenne du groupe du Gondwana, qui a une si prodigieuse extension à travers presque toute l'Eurasie; quant à ses relations avec les dépôts marins de la Nouvelle-Zélande, on ne possède jusqu'à présent sur ce point qu'un petit nombre de données<sup>1</sup>. Des couches à *Belemmites australis* sont regardées à tort ou à raison comme représentant le Crétacé inférieur; elles sont suivies de sédiments très riches en fossiles du Crétacé moyen<sup>2</sup> et d'une série de formations marines tertiaires. Ces dépôts sont accompagnés de roches éruptives diverses, qui commencent avec l'ère paléozoïque et se continuent dans l'île du Nord jusqu'à l'époque actuelle<sup>3</sup>.

Le relief est aussi varié que la constitution géologique. Dans le

[1. Sur la flore du Trias-Jura de la Nouvelle-Zélande, voir O. Feistmantel, *Ueber die geologischen und paleontologischen Verhältnisse des Gondwana-System in Tasmanien und Vergleichung m. andern Ländern, nebst einem systematischen Verzeichniss der im australischen Gondwana-System vorkommenden Arten* (Sitzungsber. k. böhm. Ges. d. Wiss., 1888, Prag, 1889, p. 584-654); *Einige Zusätze und Correcturen auf meinem Aufsatz* (Ibid., 1889); L. Crié, *Sur les affinités des flores jurassiques et triasiques de l'Australie et de la Nouvelle-Zélande* (C. R. Acad. Sc., CVII., 1888, p. 1014-1015), et *Beiträge zur Kenntniss der fossilen Flora einiger Inseln des Süd-pacifischen und Indischen Oceans* (Palæontolog. Abhandl. herausg. von W. Dames und E. Kayser, V, Heft 2, 17 p., 10 pl., Jena, 1889). — Voir aussi J. von Haast, *Notes on the Age and Subdivisions of the Sedimentary Rocks in the Canterbury Mountains, based upon the Palæontological Researches of Prof. C. von Ettingshausen in Gratz* (Trans. and Proc. New Zealand Institute, XIX, 1886, p. 449-451); Prof. Dr. C. Baron von Ettingshausen, *Contributions to the Knowledge of the Fossil Flora of New Zealand* (Ibid., XXIII, 1890, p. 237-310, pl. XXIV-XXXII).]

[2. J. Hector rapporte au système crétacéo-tertiaire une formation continentale (Coal-Series) qui renferme la plupart des couches de houille de la colonie. Cette opinion est combattue par F. W. Hutton (*On the Relative Ages of the New Zealand Coal-fields*, Trans. and Proc. N. Z. Inst., XXII, 1889, p. 377-387); voir aussi J. Park, *On the Extent and Duration of Workable Coal in New Zealand* (Ibid., XXI, 1888, p. 325-331).]

[3. J. W. Hutton, *The Eruptive Rocks of New Zealand* (Proc. Royal Soc. New South Wales, XXIII, 1889, p. 102-156, pl. 8).]

Sud on rencontre un véritable pays alpestre, où beaucoup de sommets dépassent 3 000 mètres, et au milieu de l'île du Nord se trouve une des plus remarquables régions volcaniques du globe. Mais les contours des îles ne coïncident qu'en partie avec la direction des plissements montagneux; à cet égard, les fractures et les effondrements ont joué un grand rôle.

Hochstetter avait déjà soupçonné que les détroits de Cook et de Foveaux, qui séparent les trois îles les unes des autres, doivent leur origine à l'affaissement de tronçons montagneux; il savait aussi que la chaîne de montagnes qui, du cap Est à Wellington, suit la côte orientale de l'île du Nord, se poursuit au delà du détroit de Cook, entre la côte orientale de l'île du Sud et la rivière Awetere; il s'était rendu compte que ce prolongement est situé à l'est, en dehors de la direction de la chaîne principale<sup>1</sup>. Les nouvelles recherches faites dans le Sud ont révélé un fait remarquable, c'est que dans la partie méridionale de l'île du Sud deux directions de couches et de plissements, presque perpendiculaires l'une à l'autre, se rencontrent; et l'expérience acquise en d'autres parties de la Terre nous force à admettre que *dans cette région, deux chaînes de montagnes dissymétriques indépendantes viennent converger* (Schaarung). L'une de ces chaînes se dirige vers le N.E., et les roches les plus anciennes qu'elle renferme affleurent au N.W. et à l'W.; tous les fragments de l'île du Nord lui appartiennent. La seconde chaîne montagneuse, aussi loin qu'on la connaît, se dirige vers le S.E., et ses roches les plus anciennes occupent son versant S.W.; elle embrasse la partie méridionale de l'île du Sud avec l'île Stewart. Sur la côte orientale, à Dunedin, elle est coupée transversalement dans toute sa largeur<sup>2</sup>.

Les traits principaux de structure qui résultent de cette disposition générale sont les suivants :

Une longue et étroite zone de gneiss et de granite ancien suit la côte occidentale dans la partie médiane de l'île du Sud; Herb. Cox l'a décrite<sup>3</sup>. On ne trouve qu'un petit nombre de lambeaux paléo-

1. F. von Hochstetter, *Geologie von Neu-Seeland; Reise der Österreichischen Fregatte Novara um die Erde; Geologischer Theil*, I, in-4°, Wien, 1864, p. XLVI, 2, et *passim*. La première impression de Hochstetter fut de croire non seulement à une rupture au détroit de Cook, mais encore à un décrochement horizontal des îles sous l'action d'une puissante poussée latérale (*Lecture on the Geology of the Province of Nelson*; New Zealand Government Gazette, Nelson, Oct. 22, 1859, p. 101).

2. Je renvoie à la carte schématique de l'île du Sud dans F. W. Hutton, *Sketch of the Geology of New Zealand* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLI, 1885, p. 193).

3. S. Herb. Cox, *Report on Westland District* (Geol. Survey of New Zealand, Rep. 1874-76, Wellington, 1877, p. 63-93, carte, 2 pl. de coupes).

zoïques le long de la côte, sur le flanc occidental de ces roches anciennes; à l'est, au contraire, ces roches forment le substratum d'une très puissante zone de schistes, également paléozoïques, où se rencontrent les plus hauts sommets des Alpes néo-zélandaises. Là

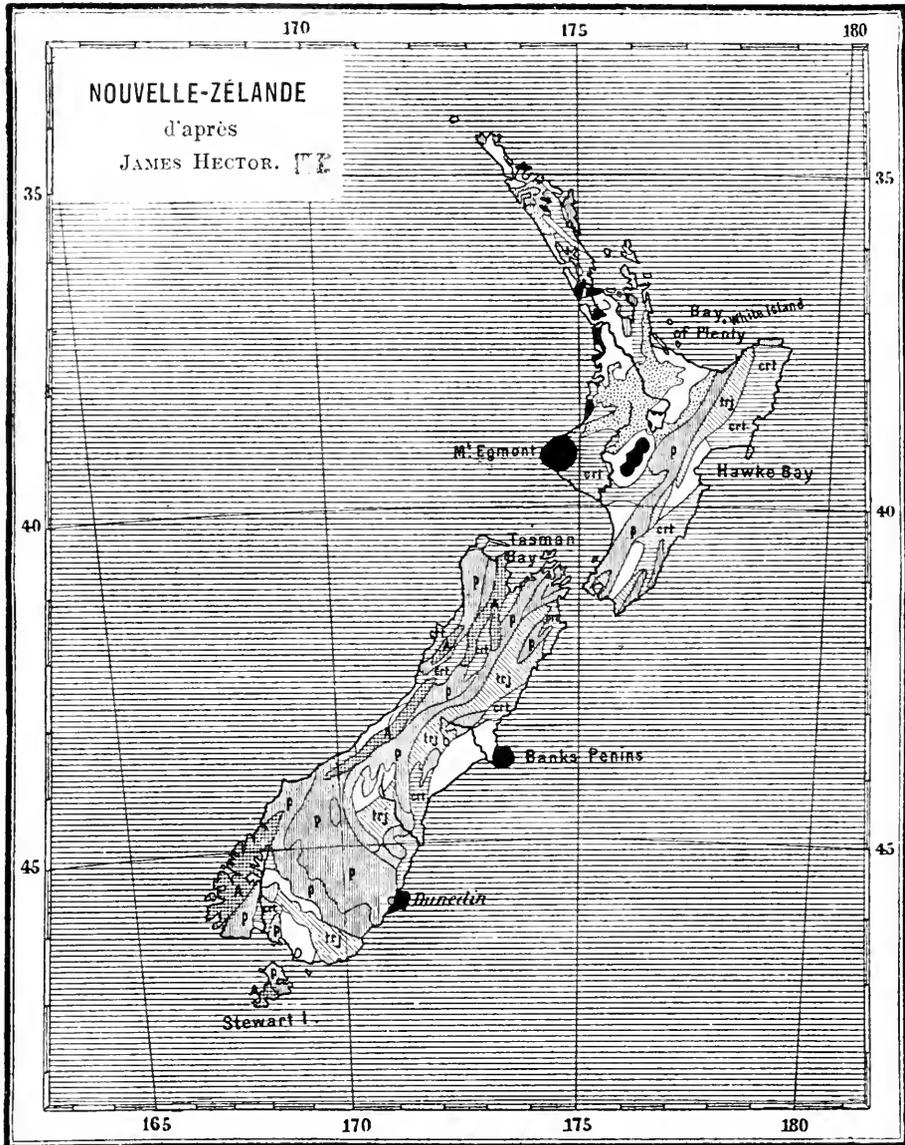


FIG. 46. — Carte géologique de la Nouvelle-Zélande.

A, Archéen; *p*, Schistes cristallins et terrains paléozoïques; *trj*, Trias et Jurassique; *crt*, Crétacé et Tertiaire; pointillé = Laves et tufs acides; noir = Grands volcans et laves basiques; blanc = Alluvions modernes. — Échelle de 1 : 16 000 000.

est situé le Mont Cook, dont la hauteur, d'après diverses évaluations, atteint 3762 à 3963 mètres<sup>1</sup>; de grands glaciers descendent de ces hautes montagnes, dont Lendenfeld a tracé un clair et instructif

[1. 12 349 p. = 3 764 m., d'après la carte de E. A. Fitz Gerald.]

tableau<sup>1</sup>. Elles s'abaissent vers l'est, et sont suivies d'un long synclinal de couches mésozoïques<sup>2</sup>; un anticlinal fait réapparaître le soubassement paléozoïque, puis on atteint la large plaine orientale, qui s'étend entre la lisière des montagnes et un massif faisant saillie dans la mer<sup>3</sup>. Ce massif correspond à la péninsule de Banks; comme l'a montré Haast, qui a exploré et décrit toute la partie de l'île dont il vient d'être question, on voit encore sur le versant occidental du massif quelques affleurements de schistes anciens, associés à des porphyres quartzifères, mais tout le reste de la masse, dont l'altitude atteint 927 mètres et dont la superficie est aussi considérable que celle de l'Etna, se compose de cratères d'âge différent, très rapprochés et empilés les uns sur les autres. Quelques-uns de ces cratères mettent en évidence une allure radiale, rappelant l'étoilement des dykes qui caractérise le Monte Venda, dans les Euganéens (I, p. 188)<sup>4</sup>.

La zone des roches anciennes de l'Ouest se dirige vers le N.E. et finit par se réduire à une série de noyaux montagneux allongés; l'un de ces noyaux atteint la mer à la côte occidentale de la baie de Tasman. Dans l'île du Nord, ni le gneiss ni le granite ne se montrent à la surface<sup>5</sup>.

On rencontre aussi des roches paléozoïques à l'ouest des terrains

1. R. v. Lendenfeld, *Der Tasman-Gletscher und seine Umgebung* (Petermanns Mitteil., Ergänzungsheft n° 75, 1884, 80 p., 2 cartes). [Voir aussi, du même auteur : *Die Gletscher Neuseelands* (Globus, LV, 1889, p. 369-373); *Die Alpen Neuseelands* (Zeitschr. Deutsch. Oesterr. Alpenver., XX, 1889, p. 470-503, 4 pl.); *Australische Reise*, gr. in-8°, 325 p., pl. Innsbrück, 1892, 2<sup>e</sup> éd., 1896; G. E. Mantering, *With Axe and Rope in the New Zealand Alps*, in-8°, carte, London, 1891, et *New Zealand Climbing* (Alpine Journal, XVII, 1894, p. 153-165); A. P. Harper, *Exploration and Character of the principal New Zealand Glaciers* (Geogr. Journal, I, 1893, p. 32-42, carte), et *The Western Glaciers of New Zealand* (Alpine Journal, XVII, 1895, p. 316-328); C. E. Douglas and H. P. Harper, *The Westland Alps* (Geogr. Journal, V, 1895, p. 61-68); E. A. Fitz Gerald, *The first Crossing of the Southern Alps of New Zealand* (Ibid., VII, 1896, p. 483-502, carte); *Mountaineering in the Southern Alps of New Zealand* (Alpine Journal, XVII, 1895, p. 469-475); *Climbs in the New Zealand Alps*, in-8°, 363 p., nombr. pl., carte, London, 1896 (p. 337-339 : Note sur les roches rapportées par l'auteur, par T. G. Bonney); F. Kronecker, *Wanderungen in den südlichen Alpen Neuseelands*, in-8°, 119 p., 2 cartes, Berlin, 1898. Voir en outre le *New Zealand Alpine Journal*, Christchurch, depuis 1892.]

[2. A. Mc Kay, *On the young Secondary and Tertiary Formations of Eastern Otago, Moeraki to Waikouati* (Colonial Mus. and Geol. Survey of N. Z., Rep. Geol. Explor. 1886-87, p. 1-23, carte).]

[3. J. Park, *On the Geology of Waipara and Weka Pass Districts* (Colonial Mus. and Geol. Survey of N. Z., Rep. Geol. Explor. 1887-88, p. 25-35, carte).]

4. Jul. von Haast, *Geology of the Provinces of Canterbury and Westland*, in-8°, Christchurch, 1879, p. 324-360.

[5. Sauf quelques lambeaux récemment signalés dans la partie centrale de l'île J. Park, *On the Occurrence of Granite and Gneissic Rocks in the King-country* (Trans. N. Z. Inst., XXV, 1892, p. 353-362).]

cristallins de la baie de Tasman<sup>1</sup> ; mais la zone principale, qui, du Mont Cook, se dirige au N.E. et renferme encore beaucoup de hauts sommets, atteint, par le Mont Franklin, le détroit de Cook à l'est de la baie de Tasman ; elle s'affaisse alors sous la mer entre l'île d'Urville et Blenheim, se morcelant en un grand nombre de presqu'îles, d'îles et d'écueils. Du côté de l'est, cette grande bande paléozoïque est suivie d'un synclinal mésozoïque auquel succèdent à l'est, au delà de la rivière Awetere, des anticlinaux paléozoïques ; ceux-ci sont accompagnés à leur tour, vers la côte orientale, d'une nouvelle zone mésozoïque<sup>2</sup>.

Ces anticlinaux paléozoïques à l'E. de l'Awetere constituent les chaînes de Kaikura, qui atteignent plus de 8 000 pieds [2 400 m.] ; Hochstetter y a reconnu avec raison le prolongement de la longue zone paléozoïque de l'île du Nord, qui, commençant à Wellington et portant les noms de chaîne de Tararua, chaîne de Ruahine et d'autres encore, dépasse en beaucoup d'endroits 5 000 pieds [1 500 m.] et atteint enfin la côte septentrionale à l'est de la Bay of Plenty<sup>3</sup>. Une zone mésozoïque et des chaînons paléozoïques subordonnés accompagnent son versant oriental, du cap Palliser au cap Runaway, de sorte que le tracé de cette partie des côtes correspond bien à la direction des couches.

Cette bande paléozoïque longue et étroite, qui va de Wellington à la côte nord, et qu'on peut, pour abrégé, appeler chaîne de Ruahine, est le seul plissement continu de l'île du Nord. A l'ouest, elle est suivie de la large région volcanique du lac Taupo, avec ses volcans géants, le Tongariro et le Ruapehu. Sur la côte occidentale de l'île, un autre grand volcan, le Mont Egmont, aux contours circulaires, émerge au-dessus des flots ; des sédiments tertiaires et récents constituent la côte septentrionale du détroit de Cook, entre ce large cône et l'extrémité sud de la zone de Ruahine<sup>4</sup>. Au nord-ouest, on connaît encore de nombreux affleurements paléozoïques ;

[1. J. Park, *On the Geology of Collingwood County, Nelson* (Colonial Mus. and Geol. Survey of N. Z., Rep. Geol. Explor. 1888-89, p. 186-243, carte).]

[2. A. Mc Kay, *On the Geology of Marlborough and the Amuri District of Nelson* (Colonial Mus. and Geol. Survey of N. Z., Rep. Geol. Explor. 1888-89, p. 85-185, carte).]

[3. A. Mc Kay, *On the Geology of East Auckland and the Northern District of Hawke's Bay* (Colonial Mus. and Geol. Survey of N. Z., Rep. Geol. Explor. 1886-87, p. 182-219, carte) ; *On Mineral Deposits in the Tararua and Ruahine Mountains* (Ibid., 1887-88, p. 1-6, carte) ; *On the Tanhereuikau and Waiohine Valleys, Tararua Range* (Ibid., 1887-88, p. 58-67). H. Hill, *Descriptive Geology of the District between Napier and Ruapehu Mountain, via Kuripapanga and Erewhon* (Trans. N. Z. Inst., XXII, 1889, p. 422-429).]

[4. J. Park, *On the Geology of the Western Part of Wellington Provincial District, and Part of Taranaki* (Colonial Mus. and Geol. Survey of N. Z., Rep. Geol. Explor. 1886-87, p. 24-73, carte géol.).]

mais ce ne sont, jusqu'au cap Nord, que des tronçons disjoints du massif affaissé, entre lesquels, en beaucoup de points, notamment aux environs d'Auckland, se montrent des volcans modernes<sup>1</sup>. Des sédiments plus récents, des tufs et des laves rattachent superficiellement ces fragments, et constituent ainsi la plus grande partie de l'île du Nord<sup>2</sup>. La courbe si régulière de la côte nord-occidentale est formée par des langues de terre récentes qui réunissent les tronçons les uns aux autres. Cette côte nord-ouest ne représente donc nullement par son allure la véritable direction des chaînes. Seule, la côte sud-est, interrompue par la Hawke Bay, correspond à cette direction.

Ainsi, les chaînes principales de l'île du Sud disparaissent au détroit de Cook, et c'est seulement une chaîne secondaire qui se poursuit dans l'île du Nord par la zone de Ruahine. On est naturellement amené à chercher la continuation des chaînes principales du Sud dans la région volcanique du Nord. « Il est vraisemblable, dit Hutton, que le géantical de l'île du Sud passe par le milieu de l'île du Nord, de Wanganui à la Bay of Plenty<sup>3</sup> ». Hochstetter a déjà distingué, sous le nom de zone du Taupo, une zone de volcans récents située à l'ouest de la zone de Ruahine et traversant l'île parallèlement à cette dernière. Cette zone du Taupo, remarquable par ses laves acides, va du S.W. au N.E., depuis l'embouchure du Wanganui dans le détroit de Cook jusqu'à l'île Whakari (White Island), dans la Bay of Plenty, où s'élève un volcan actif. Le Ruapehu (2793 m.), le Tongariro (2582 m.), le lac Taupo, le Tauhara et le Putanaki (Mont Edgumbe) jalonnent cette ligne, que Hochstetter regardait comme le bord d'un champ d'affaissement<sup>4</sup>.

[1. H. Shrewsbury, *The Auckland Volcanoes* (Trans. N. Z. Inst., XXIV, 1891, p. 366-380, pl. XXXV).]

[2. A. Mc Kay, *On the Geology of the Northern District of Auckland* (Geol. Survey of N. Z., Rep. Geol. Explor. 1887-88, p. 37-57, carte); F. W. Hutton, *On the Rocks of the Hauraki Gold-fields* (Report Australas. Assoc. Adv. Sc., I, 1888, p. 245-274); J. Park, *The Geology and Veins of the Hauraki Goldfields* (N. Z. Inst. Mining Engineers, 1897, 105 p., carte, 15 pl.); A. Mc Kay, *Report on the Geology of the Cape Colville Peninsula, Auckland* (Papers and Rep. Min. and Mining, N. Z., 1897, C 9, 80 p., carte).]

3. Hutton, *Sketch of the Geology of New Zealand*, p. 197. [Les îles des Trois-Rois, au nord de la Nouvelle-Zélande, sont constituées pour la plus grande partie par des schistes qui paraissent être paléozoïques; T. F. Cheeseman, *Further Notes on the Three Kings Islands* (Trans. N. Z. Inst., XXIII, 1890, p. 408-422, pl. XXVII-XXVIII: carte).]

4. Hochstetter, *Geologie von Neu-Seeland*, p. 92 et suiv. [Voir aussi L. Cussen, *Notes on the Physiography and Geology of the King Country* (Trans. N. Z. Inst., XX, 1887, p. 316-332, pl. 19); A. P. W. Thomas, *Notes on the Volcanic Rocks of the Taupo District and King Country* (Ibid., p. 306-314), et *Notes on the Geology of Tongariro and the Taupo District* (Ibid., XXI, 1888, p. 338-353, 7 pl.); L. Cussen, *Notes on the Tongariro and Ruapehu Volcanic Mountains* (Trans. R. Geogr. Soc. Australas., Victorian Br., X, 1891, p. 15-25, 3 pl.); H. Hill, *Tongariro, Ngauruhoe and Ruapehu as Volcanic Cones*

Revenons maintenant à l'île du Sud.

La convergence des faisceaux de plis (*Schaarung*) ne s'y produit pas à angle aigu, mais forme un arc assez ouvert. Peut-être l'un ou l'autre mode de raccordement apparaît-il sur la carte, suivant que la dénudation est plus ou moins avancée.

Déjà, dans la région du Mont Cook, un éperon paléozoïque s'écarte vers le S.E. et s'infléchit légèrement pour aller mourir non loin de l'embouchure du Waitaki, sur la côte orientale. Un second arc apparaît au sud de ce cours d'eau. Enfin, dans la région du lac Wanaka, à l'ouest de la province d'Otago, toute la zone paléozoïque, très large en cet endroit, se recourbe du S.W. au S., puis au S.E., et, comme on l'a déjà vu, est brusquement coupée par la mer, à Dunedin. Cette zone s'étend sur la côte sud-orientale jusqu'à la baie de Molyneux; là, elle est suivie, au sud, d'une zone mésozoïque très remarquable qui comprend les montagnes de Hokanui et que caractérise une riche succession de couches jurassiques, tant marines que continentales, comme le montrent les observations de Cox et de Mc Kay<sup>1</sup>. Ces couches participent au plissement et se

(Australas. Assoc. Adv. Sc., III, 1891, p. 162-172, pl. VI-VII); W. Colenso, *On the Volcanic Mountain-range of Tongarivo and Ruapehu* (Trans. N. Z. Inst., XXVI, 1894, p. 483-498); H. Hill, *Ruapehu and the Volcanic Zone in 1895* (Ibid., XXVIII, 1896, p. 681-688). — La partie septentrionale du même alignement a été le théâtre, le 10 juin 1886, d'une des éruptions sèches les plus formidables dont l'histoire ait gardé le souvenir; sur cette catastrophe et les modifications topographiques profondes qui en ont été la conséquence, voir J. A. Pond and S. Percy Smith, *Observations on the Eruption of Mount Tarawera, Bay of Plenty* (Trans. N. Z. Inst., XIX, 1886, p. 342-371); J. Hector, *On the recent Volcanic Eruptions at Tarawera* (Geol. Survey of N. Z., Rep. Geol. Explor. 1886-87, p. 240-253); F. W. Hutton, *Report on the Tarawera Volcanic District*, in-8°, Wellington, 1887; S. Percy Smith, *The Eruption of Tarawera*, in-8°, 84 p., cartes, Wellington, 1887; J. H. Kerry-Nicholls, *The Volcanic Eruption in New Zealand* (Journ. Soc. of Arts, XXXV, 1887, p. 174-192, carte); A. P. W. Thomas, *Report on the Eruption of Tarawera and Roto-mahana*, in-8°, 74 p., 2 cartes, 8 pl., Wellington, 1888; H. M. Cadell, *A Visit to Mount Tarawera* (Scottish Geogr. Mag., XIII, 1897, p. 246-259, 3 pl., 2 cartes), et *A Visit to the New Zealand Volcanic Zone* (Trans. Edinburgh Geol. Soc., VII, 1897, p. 183-200, pl. V-X).]

1. S. H. Cox, *Report on the Geology of the Hokanui Ranges, Southland* (Colonial Mus. and Geol. Survey of N. Z., Rep. Geol. Explor. 1877-78, p. 25-48, carte); A. Mc Kay, *Notes on the Sections and Collections of fossils obtained in the Hokanui District* (Ibid., p. 49-90); Al. Mc Kay, *Mataura Plant-Beds, Southland County* (Ibid., 1879-80, p. 39-48). On trouve dans ce dernier travail des données intéressantes sur la présence, dans la tige de *Macrotæniopteris*, de plusieurs couches de sable, qui font supposer qu'on a peut-être affaire à des sables d'origine éolienne. — Dans l'intérieur de la chaîne, la convergence des plis ne paraît pas non plus se produire sous un angle aigu, car dans la moitié septentrionale, coudée et recourbée, du lac Wakatipu, Mc Kay a constaté que la direction des plis est encore N.-S. (*District West and North of Lake Wakatipu*, Ibid., p. 118 et suiv., carte), et c'est seulement au lac Te-Anau, situé à la limite des schistes anciens et des gneiss, que se montre la direction S.S.E. (Cox, *Report on the Geology of the Te-Anau District*, Ibid., 1877-78, p. 110 et suiv.). [Voir aussi J. Park, *On the Jurassic Rocks of the Hokonui Hills, Mataura, and Waikawa* (Colonial Mus. and Geol. Survey of N. Z., Rep. Geol. Explor. 1886-87, p. 141-153, carte).]

dirigent au S.E., puis presque à l'E. De nouveau viennent alors au S. et au S.W. des terrains schisteux, formant la partie nord de l'île Stewart, et enfin des gneiss.

Le gneiss occupe l'extrémité sud-ouest de l'île du Sud à partir du Milford Sound; la côte est très escarpée et entaillée de fjords profonds<sup>1</sup>; c'est aussi du gneiss qui forme la moitié sud de l'île Stewart.

Les événements qui ont édifié et détruit les montagnes de la Nouvelle-Zélande se répartissent sur une durée extraordinairement longue. Des plissements se sont produits avant l'époque mésozoïque; ainsi la partie moyenne et supérieure du Crétacé, caractérisée comme en Europe par l'apparition des Dicotylédones, repose en discordance, dans un grand nombre de localités, sur les terrains antérieurs; d'autre part, on connaît aussi, dans diverses parties de l'île du Sud, des plissements post-crétacés. Les volcans actifs, les nombreuses sources d'eau chaude de l'île du Nord et les phénomènes séismiques<sup>2</sup> nous révèlent que le morcellement des Cordillères ne doit pas être considéré comme terminé. « Les montagnes à sommets très aigus, écrit M. Hutton, sont, en Suisse, l'exception, en Nouvelle-Zélande, au contraire, la règle. Les cascades sont rares en Nouvelle-Zélande; on en trouve un petit nombre dans les fjords profonds de la côte sud-occidentale, et quelques chutes plus petites à la naissance des vallées, dans la haute montagne. Cependant les Alpes de Nouvelle-Zélande sont aussi àpres et aussi escarpées que les Alpes Suisses. Leurs gorges sont même plus nombreuses et plus profondes. Les cols sont, en Nouvelle-Zélande, plus déprimés, les vallées plus souvent disposées en terrasses, et les montagnes en général beaucoup plus couvertes d'éboulis qu'en Suisse. Cela est d'ailleurs plus vrai pour les provinces de Canterbury, Nelson et Marlborough que pour celle d'Otago. Ces différences tiennent à ce que les Alpes de Nouvelle-Zélande sont *beaucoup plus anciennes*. Elles étaient en butte aux influences atmosphériques en partie dès l'époque jurassique, et beaucoup de leurs vallées les plus importantes étaient déjà creusées presque jusqu'à leur profondeur actuelle avant l'époque oligocène<sup>3</sup>. »

[1. R. v. Lendenfeld, *Die Fjorde Neuseelands* (Deutsche Rundschau f. Geogr., X, 1888, p. 289-299, carte).]

[2. Sur les tremblements de terre de la Nouvelle-Zélande, voir notamment A. Mc Kay, *Preliminary Report on the Earthquakes of September, 1888, in the Amuri and Marlborough Districts of the South Island* (Bull. N. Z. Geol. Survey, n° 1, 16 p., 1888); Hutton, *The Earthquake in the Amuri* (Trans. N. Z. Inst., XXI, 1888, p. 269-293, pl. XV-XVII); G. Hogben (Ibid., XXIII, 1890, p. 465 et suiv.); H. C. Field, *Notes on the Recent Earthquake* (Ibid., XXX, 1897, p. 447-457).]

[3. Voir aussi R. von Lendenfeld, *Der Charakter der Neuseeländischen Alpen* (Glo-

Les petites îles qui entourent la Nouvelle-Zélande au sud et au sud-est ont une structure très variée. Meinicke et Hutton <sup>1</sup> ont réuni les observations que nous possédons à leur sujet. Comme il n'est pas possible, avec ces faits isolés, de composer un tableau d'ensemble, je me contenterai d'en dire quelques mots.

Des îles *Snares*, Armstrong a rapporté du basalte, de l'argilo-phyre et du jaspe. *Auckland* se compose, d'après Hector, de granite, de grès tertiaire et de roches volcaniques, ce que confirment les échantillons recueillis par Armstrong. A *Macquarie*, Scott a trouvé des diabases et des amygdaloïdes avec mésotype et analcime. *Campbell* renferme, d'après Hector, des schistes bleuâtres et des calcaires qui ressemblent aux dépôts mésozoïques les plus anciens de Nouvelle-Zélande, puis de la craie à silex et des roches volcaniques <sup>2</sup>. Les *Antipodes* consistent en dolérite et en phonolithe. *Bounty*, d'après Norman, paraît être constituée par du granite. A *Chatham* se trouvent, d'après Haast et Travers, des schistes micacés, du calcaire miocène et des roches volcaniques <sup>3</sup>.

## 2. Australie <sup>4</sup>. — Une ancienne chaîne de montagnes plissée

bus, LIII, 1888, n° 23); *Thalbildung in Australien und Neuseeland* (Ibid., LVI, 1889, p. 177-181, 2 pl.).]

1. C. E. Meinicke, *Die kleinen Inseln im Süden und Südosten von Neu-Seeland* (Petermanns Mittheil., XVIII, 1872, p. 222-226); F. W. Hutton, *On the Origin of the Fauna and Flora of New Zealand* (Ann. Mag. Nat. Hist., 5<sup>th</sup> Ser., XIII, 1884, p. 423-448 et 5<sup>th</sup> Ser., XV, 1885, p. 77-107; notamment la dernière partie, p. 80 et suiv.). [Voir aussi C. Hedley, *On the Relation of the Fauna and Flora of Australia to those of New Zealand* (Natural Science, III, 1893, p. 187); H. O. Forbes, *The Chatham Islands: their Relation to a former Antarctic Continent* (R. Geogr. Soc., Supplem., Papers, III, 1893, p. 605-637, carte; Geol. Mag., Dec. 3, X, 1893, p. 225-235).]

2. Les indications de Filhol sur l'âge du calcaire de Campbell sont malheureusement si contradictoires que j'ai dû renoncer à m'en servir; H. Filhol, *Mission de l'île Campbell: Constitution géologique de l'île* (C. R. Acad. Sc., LXXXIV, 1876, p. 202-205); et *Rapports géologiques et zoologiques de l'île Campbell avec les terres australes avoisinantes* (Ibid., XCIV, 1882, p. 563-566).

3. Hutton reconnaît dans les dépôts tertiaires de Chatham le système de Pareora de la Nouvelle-Zélande (Quart. Journ. Geol. Soc., XLI, 1885, p. 209). [D'après F. R. Chapman, *The Outlying Islands south of New Zealand* (Trans. N. Z. Inst., XXIII, 1890, p. 491-522, pl. 46-49), les Snares sont des îlots granitiques; les îles Auckland seraient entièrement volcaniques; les Campbell renferment des colonnades de basalte et un calcaire lithographique « much contorted by volcanic action ». Les Antipodes renferment des basaltes et des tufs; les Bounty, des granites. James Hector (*Notes on the Geology of the Outlying Islands of New Zealand*, Ibid., XXVIII, 1895, p. 736-743) considère Auckland, Campbell et les Antipodes comme presque entièrement volcaniques; les Chatham sont moins simples: la partie nord est composée de schistes métamorphiques anciens comme ceux de Nouvelle-Zélande, la partie sud et l'île de Pitt, de couches appartenant au Crétacé ou au début du Tertiaire. Voir aussi J. A. Robertson, *Chatham Islands* (Proc. and Trans. R. Geogr. Soc. Australasia, Queensl. Br., V, 1890, p. 79-92, 1 carte).

[4. Pour une histoire des études géologiques en Australie, voir l'*Inaugural Address* de Ralph Tate, *Century of Geological Progress* (Rep. Australas. Assoc. Adv. Sc.,

accompagne toute la lisière orientale du continent australien. Elle constitue en Tasmanie un massif sauvage, couvert de grands lacs; puis elle fait saillie sous forme d'îles nombreuses dans le détroit de Bass, et plus loin, dans la partie sud-est de l'Australie, culmine dans des sommets qui dépassent 7 000 pieds [2 130 m.]<sup>1</sup>. Elle se prolonge le long de la côte orientale, s'élève encore par 17° 30' de lat. S. à plus de 5 000 pieds [1 500 m. environ] au Bellenden Ker, puis diminue notablement de hauteur; mais nous retrouverons encore ses traces jusqu'à l'extrémité nord de la péninsule d'York, et à travers le détroit de Torres.

Sur 34 degrés et demi de latitude, cette grande zone plissée est reconnaissable, mais son extrémité méridionale, au cap Sud de Tasmanie, est une fracture, et son extrémité septentrionale n'est pas connue. Elle n'a pas de nom d'ensemble, et, à l'exemple de Clarke, qui s'est acquis tant de titres à la reconnaissance du monde savant par ses études sur l'Australie, nous l'appellerons la *Cordillère australienne*, quitte à y distinguer plus tard un certain nombre d'éléments, d'ailleurs étroitement reliés les uns aux autres. Dans la partie la plus méridionale du continent, une zone de hauteurs se détache de la Cordillère, et, se recourbant d'abord en arc de cercle, finit par se diriger de l'E. à l'W., dans le Victoria. Mais depuis longtemps déjà Selwyn et d'autres géologues ont montré que si les crêtes sont orientées de l'E. à l'W., les plissements continuent à se diriger vers le S., comme sur la côte orientale;

V, Adelaide, 1893, p. 1-69; résumé dans *Nature* (London), XLIX, 1894, p. 277-280). Voir aussi T. W. Edgeworth David, *Address [including a Sketch of our present knowledge of the Geological History of Australia, Tasmania, and New Zealand, from Archaean Time down to the Commencement of the Permo-Carboniferous Period]* (Proc. Linn. Soc. N. S. W., 2<sup>d</sup> Ser., VIII, 1894, p. 547-607, pl. XXVII, XXVIII); A. C. Gregory, *The Geographical History of the Australian Continent during its successive Phases of Geological Development* (Rep. Australas. Assoc. Adv. Sc., VI, Brisbane, 1895, p. 1-12; extr., *Nature*, LII, 1895, p., 20-23); C. H. Barton, *Outlines of Australian Physiography*, in-8°, 180 p., Maryborough (Queensland), 1895. Un catalogue annuel des publications relatives à la Géologie australienne est donné depuis 1891 par R. Etheridge, Junr. et W. S. Dun dans les *Records of the Geological Survey of New South Wales* (vol. III, 1893, et suiv.). — Pour des cartes géologiques d'ensemble, voir A. Everett, *Map of Continental Australia, geologically coloured*, 50 miles to 1 inch, 6 feuilles, Melbourne, Depart. of Mines, 1887; A. R. Wallace, *Australasia*, I (*Stanford's Compendium of Geography and Travel*, New Issue), in-8°, London, 1893; K. Schmeisser, *Die Goldfelder Australasiens*, in-8°, Berlin, 1897; etc. — Pour un essai de carte tectonique, voir T. W. Edgeworth David, *Anniversary Address* (Journ. and Proc. Royal Soc. N. S. W., XXX, 1896, pl. 4).]

1. R. von Lendenfeld indique le mont Townshend (7 256 pieds angl. = 2 241 m.) comme le point le plus élevé, tandis que c'est un sommet voisin, le mont Kosciusko ou Mueller's Peak (7 176 p. d'après Neumayr = 2 187 m.), qui passe d'ordinaire pour tel; Lendenfeld, *The Glacial Period in Australia* (Proc. Linn. Soc. New South Wales, Sydney, X, 1885, p. 47).

que, par conséquent, l'orientation des montagnes est ici perpendiculaire aux directions structurales<sup>1</sup>.

De larges plaines succèdent à la Cordillère du côté de l'ouest; puis vient, au nord de la rivière Darling, une zone montagneuse également dirigée vers le sud, formée des Barrier Range et Grey Range. Le plat pays recommence alors, et on atteint ensuite les chaînons beaucoup plus importants situés à l'est et à l'ouest du golfe Spencer, du lac Torrens et du lac Eyre. A l'ouest de ces chaînons s'étend un vaste plateau, qui se prolonge jusqu'à la côte occidentale de l'Australie.

La partie sud-ouest de ce plateau est composée de granite et de gneiss, avec une surface ondulée; le long de la côte, il est coupé par un escarpement abrupt. Cet escarpement s'appelle dans le Sud *Darling Range*. Gregory l'a reconnu dans ses pénibles voyages sur plus de 9 degrés de latitude, depuis le cap Beaufort, dans la baie de Flinders, jusqu'au fleuve Gascoyne. Dans le Sud, la chaîne est escarpée sur 4 degrés de latitude, et atteint 800 à 1200 pieds [250 à 365 m.], tandis qu'à une plus grande distance de la mer le plateau s'élève de 1400 à 2000 pieds [400 à 600 m.]. En avant de la chaîne bordière est une bande de terrain plat, traversée en quelques points par des basaltes, et en avant de celle-ci, dans la partie la plus méridionale, vient une nouvelle zone de gneiss qui s'étend du cap du Leeuwin au cap du Naturaliste. Plus au nord, à partir de 31° de lat. S. environ, une étroite zone de gneiss se présente de nouveau en avant de la chaîne bordière; elle s'en écarte de plus en plus vers le N.N.W., entourant ainsi le bassin houiller de la rivière Irwin. Cette même zone de gneiss réapparaît entre la rivière Greenough et la rivière Murchison. Peut-être constitue-t-elle l'Edel Land et les environs de la baie des Requins<sup>2</sup>.

Le profil que Gregory a tracé de l'Ouest à l'Est par 25°15' de

1. A. R. C. Selwyn, *Geologie der Colonie Victoria*, in : *Die Colonie Victoria in Australien ihr Fortschritt, ihre Hilfsquellen, etc.*, publié pour l'Exposition Internat. de Londres, 1862, in-8°, Melbourne, 1861, p. 185. [Voir aussi R. A. F. Murray, *Victoria, Geology and Physical Geography*, in-8°, 179 p., carte géol., Melbourne, 1887.]

2. F. T. Gregory, *On the Geology of a Part of Western Australia* (Quart. Journ. Geol. Soc., XVII, 1861, p. 475-483). [Voir aussi V. Streich, *Scientific Results of the Elder Exploring Expedition, Geology* (Trans. R. Soc. South Australia, XVI, 1893, p. 74-115, carte, pl. II-V); H. P. Woodward, *Geological Sketch Map of Western Australia*, 1 : 3 000 000, Perth, 1894; du même, *Notes on the Geology of Western Australia* (Geol. Mag., Dec. 4, I, 1894, p. 545-551); *Mining Handbook to the Colony of Western Australia*, in-8°, 126 p., pl., cartes, Perth., 1894; et les *Annual General Reports* du *Geological Survey of Western Australia*, Perth, 1888 et années suiv.; H. M. Cadell, *Some Geological Features of the Coast of Western Australia* (Trans. Edinburgh Geol. Soc., VII, 1897, p. 174-

lat. S. fait voir que le plateau se compose de gneiss et de granites surmontés de schistes métamorphiques; à l'ouest, en avant de ces roches, se trouve une série de couches paléozoïques où l'on a recueilli des fossiles carbonifères, et au-dessus desquelles viennent des couches mésozoïques à Ammonites et Trigonies. Depuis lors, Huddleston a reconnu, grâce aux collections de Forrest, qu'il existe une grande zone de Calcaire carbonifère s'étendant à l'est de la Kennedy Range jusque vers 24° de lat. S., et s'avancant vers le nord à l'W. des roches anciennes. En outre, Moore et Neumayr ont étudié les fossiles mésozoïques de l'Australie occidentale. D'après Neumayr, on ne peut considérer actuellement comme identifiée avec certitude, là et dans l'Australie en général, que la partie moyenne du Jurassique, représentée par la zone à *Stephanoceras Humphriesianum*. Cet horizon rappelle étonnamment, non seulement par les caractères généraux des formes, mais aussi par l'identité spécifique d'un certain nombre d'entre elles et par l'aspect de la roche — une oolithe d'un brun rougeâtre, — les couches correspondantes d'Europe. Il faut ajouter que Moore a déterminé dans les couches qui surmontent ce niveau un certain nombre d'espèces du Crétacé supérieur<sup>1</sup>.

Nous regarderons le long escarpement terminal du plateau auquel appartient le Darling Range comme une cassure, et les couches carbonifères et mésozoïques qui le précèdent à l'ouest comme une zone affaissée. C'est l'interprétation qui, dans beaucoup d'autres régions, nous a seule paru rendre compte des faits observés.

Le plateau, aussi loin qu'on le connaît, ne montre à sa surface que du granite, du gneiss, des schistes anciens et un revêtement de grès très développé. Ce grès ne contient pas de fossiles, et ses couches recouvrent une grande partie de l'intérieur. Nous l'appelle-

182); E. F. Pittman, *Notes on the Geology and Mineral Deposits of Portions of Western Australia* (Records Geol. Survey of N. S. W., VI, 1898, p. 1-17); A. Gibb Maitland, *Bibliography of the Geology of Western Australia*, in-8°, 31 p., Perth, 1898 (Geol. Survey of W. A., Bull. n° 1).]

1. W. H. Huddleston, *Notes on a Collection of Fossils and of Rock-specimens from West-Australia, North of the Gascoyne River* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIX, 1883, p. 582-595, pl. XXIII, carte); C. Moore, *Australian Mesozoic Geology and Paleontology* (Ibid., XXVI, 1870, p. 226-261, pl. X-XVIII, carte); M. Neumayr, *Die geographische Verbreitung der Juraformation* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, L, 1885, p. 61-66). [Voir aussi H. Woodward and A. H. Foord; H. A. Nicholson and G. J. Hinde, *Notes on the Paleontology of Western Australia* (Geol. Mag. Dec. 3, VII, 1890, p. 97-106, 145-155, pl. IV-VII; 193-204, 241-246, pl. VIII, VIIIa, IX); G. C. Crick, *On a Collection of Jurassic Cephalopods from Western Australia, obtained by H. P. Woodward, with Descriptions of the Species* (Ibid., Dec. 4, I, 1894, p. 385-393, 433-441, pl. XII, XIII).]

rons avec Daintree le *Desert Sandstone*. Forrest, qui, de la côte occidentale, par 29° de lat. S., s'est avancé presque jusqu'à 129° de long. E., n'a rencontré lui aussi que du granite et du grès.

La côte sud de l'Australie est caractérisée essentiellement par la part que prennent à sa constitution les dépôts marins tertiaires. Clarke a beaucoup insisté sur un fait très remarquable : tandis que les sédiments marins tertiaires ont une si grande extension sur la côte sud, on n'a encore rencontré aucune trace de semblables dépôts du cap Howe au cap York, sur la côte orientale, qui est pourtant la partie la mieux connue de la bordure du continent australien<sup>1</sup>.

Tous ces sédiments tertiaires sont horizontaux ; leur limite supérieure ne s'élève pas à plus de quelques centaines de pieds au-dessus du niveau de la mer ; les fossiles qu'ils renferment montrent qu'ils sont d'âge différent. Les étages inférieurs renferment très peu d'espèces vivant dans les mers actuelles. Les paléontologistes australiens ont cherché, malgré les objections de Duncan, à appliquer aux subdivisions de ces terrains les dénominations européennes d'Eocène, Miocène et Pliocène, en se fondant sur la proportion d'espèces vivantes qu'elles renferment<sup>2</sup>.

Dans la Grande Baie Australienne, au golfe Saint Vincent et dans le domaine fluvial du Murray, ces dépôts pénètrent au loin dans le continent. Tate a tracé un tableau fort instructif de la ma-

1. Rev. W. B. Clarke, *Remarks on the Sedimentary Formations of New South Wales. Illustrated by References to other Provinces of Australasia*, 4<sup>th</sup> Ed., Sydney, 1878, p. 7 et *passim*. [L'absence si significative de tout dépôt tertiaire marin sur la côte orientale du Queensland est pleinement confirmée par R. L. Jack and R. Etheridge, *The Geology and Palæontology of Queensland and New Guinea*, 2 vol. gr. in-8°, carte géol., Brisbane and London, 1892 ; voir notamment p. 575.]

2. Un résumé se trouve dans J. E. Tenison-Woods, *Physical Structure and Geology of Australia* (Proc. Linn. Soc. New South Wales, VII, 1883, p. 380 et suiv.). [R. Tate and J. Dennant, *Correlation of the Marine Tertiaries of Australia, Parts I-III : Victoria, South Australia, and Tasmania* (Trans. R. Soc. South Australia, XVII, 1893, p. 203-226, 1 pl. ; XIX, 1895, p. 108-121 ; XX, 1896, p. 118-148, pl. 2) ; R. Tate, *On the Discovery of Marine Deposits of Pliocene Age in Australia* (Ibid., XIII, 1891, p. 172-180) ; G. F. Harris, *Catalogue of Tertiary Mollusca in the Department of Geology, British Museum (Natural History), Part I. The Australasian Tertiary Mollusca*, in-8°, xxvi-407 p., 8 pl., London, 1897 ; R. Tate, *Census of the Fauna of the Older Tertiary of Australia* (Trans. and Proc. R. Soc. N. S. W., XXII, 1888, p. 240-252) ; *Unrecorded genera of the Older Tertiary Fauna of Australia* (Ibid., XXVII, 1893, p. 167-197. pl. X-XIII), et *A second Supplement to a Census of the Fauna of the Older Tertiary of Australia* (Ibid., XXXI, 1897, p. 381-416, pl. XIX, XX) ; R. Tate, *The Gastropods of the Older Tertiary of Australia* (Trans. R. Soc. South Australia, X, 1886-87, p. 91 et suiv., 1888) ; M. Cossmann, *The Gastropods of the Older Tertiary of Australia. Les Opisthobranches* (Ibid., XXI, 1897, p. 1-21 pl. I, II) ; A. Bittner, *Über Echiniden des Tertiärs von Australien* (Sitzungsb. k. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Cl., CI, 1892, Abth. 1, p. 331-371, 4 pl.)]

nière dont ils se présentent à la *Grande Baie*; je lui emprunte les renseignements qui suivent<sup>1</sup>.

Le grand plateau tertiaire est encadré par des granites, des gneiss et des schistes anciens. Ces roches se voient à l'ouest au voisinage de Culver Point (long. 124° 45'), dans l'intérieur du pays à Boundary Dam (lat. 29° 20', un peu à l'W. de 129° de long.), puis à l'est, à Ooldea Waters (long. 131° 50' 31'', lat. 30° 20'), et à Pidinga (long. 132° 7' 11'', lat. 30° 10' 25''). Elles atteignent la côte au voisinage de la baie de Fowler (entre 132° et 133°). Elles forment également le sous-sol de toute la péninsule d'Eyre, qu'entoure seulement un étroit liséré de sédiments marins récents.

A l'intérieur de ce cadre est situé le plateau, dont le bord dessine le long de la mer une courbe aplatie de grand rayon entre Culver Point et la baie de Fowler, constituant ainsi la limite intérieure de la Grande Baie.

Au N.E. de Culver Point, la lisière méridionale du plateau forme le long de la mer, sur 100 milles environ [160 kilom.], une muraille abrupte et verticale; puis la lisière recule un peu, une plaine, Roe's Plains, la précède, et l'escarpement porte le nom de Hampton Range. Au Wilson's Bluff, près d'Eucla (long. 129°), il atteint de nouveau la côte, et forme, depuis ce point jusqu'au fond de la Grande Baie (131°), une falaise verticale et souvent même surplombante qu'aucun terrain plat ne sépare de la mer, et qui plonge directement dans les flots. Ce sont les Bunda Cliffs, souvent décrites. Entre le fond de la Grande Baie et la baie de Fowler, des dunes et des dépôts marins récents s'appuient contre l'escarpement et en cachent aux regards la plus grande partie.

Tate appelle le grand massif tertiaire ainsi délimité *plateau de Bunda*; une partie de ce plateau porte sur les cartes le nom de *Nullarbor Plain*<sup>2</sup>.

Les *Bunda Cliffs* sont élevées de 250 pieds [75 m.] à leur extrémité occidentale, de 155 pieds seulement [47 m.] à leur extrémité orientale. Trois groupes de couches les constituent : d'abord des

1. R. Tate, *The Natural History of the Country around the Head of the Great Australian Bight* (Trans. and Proc. and Report of the Phil. Soc. of Adelaide, S. Austr., for 1878-79, in-8°, Adelaide, 1879, p. 94-128, pl. IV). [Voir aussi G. B. Pritchard, *On the Present State of our knowledge of the Older Tertiaries of Southern Australia* (Rep. Australas. Assoc. Adv. Sc., VI, 1895, Brisbane, p. 348-361).]

[2. Tietkens, *The Nullarbor Plains and the West boundary of the Province* (Proc. R. Geogr. Soc. Australasia, South Austral. Br., 1890, p. 36); H. Y. L. Brown, *Report on Explorations in the Western Part of South Australia; with Contributions to the Palæontology of South Australia* by R. Etheridge, Jun. In-f°, 7 p., 1 carte, 2 pl. Adelaide, 1898.]

calcaires durs, bruns, gris ou rougeâtres; au-dessous, un calcaire à Bryozoaires, tendre et de coloration jaune; enfin un dépôt crayeux, avec cordons de silex noirs, rappelant beaucoup la craie blanche d'Angleterre. C'est l'étage inférieur qui est le plus puissant. Aux environs d'Eucla le calcaire supérieur a une épaisseur de 50 pieds [15 m.] et le calcaire à Bryozoaires 12 pieds [3 à 4 m.], tout le reste de la coupe appartenant à l'étage inférieur. Ces trois niveaux se rapportent à la division la plus ancienne du Tertiaire australien.

L'étage supérieur forme partout la surface du plateau de Bunda. C'est un fond de mer desséché. On n'y voit pas d'arbres, pas d'eau, pas de vallées. Des cavernes sont creusées dans le calcaire; de l'argile rouge, résidu de la décalcification, recouvre les bas-fonds. C'est un pays désolé, comme le Karst; et nombreux sont les récits relatant les souffrances terribles ou la disparition des voyageurs qui se sont aventurés sur ce vaste plateau sans s'être suffisamment prémunis contre les dangers qu'il présente.

Les dépôts tertiaires qu'on rencontre sur la côte nord de l'île Kangaroo, à la baie d'Aldinga et autour d'une grande partie du golfe Saint-Vincent sont regardés par Tate comme la continuation de ceux du plateau de Bunda. Ils sont adossés aux roches anciennes qui constituent une partie de la péninsule d'Yorke et qui, au nord du cap Jervis, forment de longues traînées orientées du S. au N. Ce sont ces chaînons, malheureusement encore peu connus, qui vont maintenant nous occuper<sup>1</sup>.

Les roches qu'on y rencontre sont toutes d'âge très ancien. Les fossiles peu nombreux qu'on y a trouvés jusqu'ici appartiennent aux assises inférieures du Silurien. Aucune direction d'ensemble bien déterminée n'apparaît dans l'Eyreland. Dans la péninsule d'Yorke on connaît le Silurien. Une zone longue et continue commence à l'extrémité nord du golfe Saint-Vincent. C'est le *Flinders Range*. La chaîne suit, avec une légère inflexion, la rive orientale du lac Torrens jusqu'à son extrémité nord; elle atteint 3 000 pieds [900 m.]. Burr, qui a visité il y a longtemps la région entourant le mont Arden, entre le golfe Spencer et le lac Torrens, rapporte le fait singulier que des roches cristallines, gneiss et micaschistes, y sont placées plus haut dans la série que des schistes, des calcaires et

1. Le meilleur résumé est donné par Tate, *Leading physical Features of South Australia* (The Anniversary Address of the President to the Philos. Soc. of Adelaide for 1878-9, Trans. and Proc., p. xli-lxxi). [Voir aussi R. Tate, *On the Geological and Botanical Features of the Southern Yorke Peninsula, South Australia* (Trans. R. Soc. South Australia, XIII, 1890, p. 112-120); et *On the Stratigraphical Relations of the Tertiary Formations about Adelaide* (Ibid., p. 180-184).]

des grès; Selwyn ne se prononce pas sur cette question, et le fait ne doit pas être regardé comme formellement établi.

Le mont Norwest, au nord du lac Torrens, forme l'extrémité septentrionale, légèrement déviée au N.W., d'un rameau du Flinders Range. Scoular y a trouvé des schistes pourprés anciens et des crêtes saillantes de quartzite. La chaîne, qui est basse, disparaît à l'est sous une large couverture d'argile, contenant des nodules où l'on trouve des fossiles mésozoïques, et entourant le bord sud du lac Eyre, parsemé de sources abondantes. Cette argile imperméable forme le substratum des nombreux lacs salés de la région; mais elle contient parfois des intercalations de sable qui renferment de l'eau potable. Elle suit la rive S.W. du lac Eyre; à l'ouest de ce grand lac reparaissent, en couches redressées, les schistes et les quartzites qui forment le *Denison Range*. Ici encore, l'inflexion vers le N.W. paraît bien marquée. Cette zone est-elle indépendante, ou doit-on la regarder comme le prolongement de celle du mont Norwest? La constitution de la contrée ne permet guère d'en décider<sup>1</sup>.

Revenons à la mer.

Une chaîne méridienne voisine de la précédente est l'*Adelaide Range*. Elle commence au cap Jervis, détaché, dans sa partie sud, deux petits rameaux vers le S.W., et court ensuite au nord jusqu'au lac Frome (31° de lat. S.); c'est une chaîne parallèle au Flinders Range, et ses sommets atteignent à peu près la même hauteur.

Plus à l'est, on rencontre une nouvelle chaîne méridienne, formant les *Barrier* et *Grey Ranges*<sup>2</sup>. Les roches anciennes paraissent y être les mêmes. Nous nous trouvons ici au milieu des dépôts marins crétacés si étendus qui règnent du Queensland au lac Eyre et sans doute beaucoup plus loin encore<sup>3</sup>.

1. Gavin Scoular, *Sketch of the Geology of the S. and W. Parts of the Lake Eyre Basin* (Trans. Proc. Royal Soc. South Australia, Adelaide, IX, 1887, p. 39-54, carte). [Voir aussi H. Y. L. Brown, *The Mesozoic Plains of South Australia* (Rep. Australas. Assoc. Adv. Sc., I, 1888, p. 241-245); et *Report on Country in the Neighbourhood of Lake Eyre, South Australia*, Parliam. Papers, in-f°, 5 p., 1 carte, 2 pl., Adelaide, 1892.]

[2. J. B. Jaquet, *Geology of the Broken Hill Lode and Barrier Ranges Mineral Field*. In-4°, ix-149 p., pl. Sydney, 1894 (Mem. Geol. Survey N. S. W., Geology, n° 5).]

[3. E. J. Pittman, *On the Cretaceous Formation in the North-Western Portion of New South Wales* (Records Geol. Survey N. S. W., IV, 1895, p. 143-148). — L'extension, dans l'intérieur du Queensland et de la Nouvelle-Galles du Sud, des assises crétacées très perméables et des grès mésozoïques qui leur sont subordonnés présente un intérêt pratique considérable, au point de vue de l'alimentation des eaux artésiennes; voir T. W. E. David, *Artesian Water in New South Wales* (Journ. and Proc. R. Soc. N. S. W., XXV, 1891, p. 286-296; XXVII, 1893, p. 408-443); R. L. Jack, W. H. Rands and A. G. Maitland, *Geol. Survey of Queensland Annual Report of Progress for the Year 1894*, carte; R. L. Jack, *Artesian Water in the Western Interior of Queensland* (Rep. Australas. Assoc.

Je n'ai pas l'intention de décrire en détail les dépôts tertiaires de la région arrosée par le fleuve Murray; ils sont plus récents que ceux de la Grande Baie et on les regarde comme miocènes. D'après Tenison Woods, ces dépôts ne s'élèvent pas au-dessus de 600 pieds environ [180 m.] d'altitude. Ils règnent aussi sur la côte sud jusqu'au détroit de Bass et atteignent même la partie méridionale du North Gippsland. Là aussi, Howitt leur assigne comme limite supérieure l'altitude de 600 à 700 pieds [180 à 210 m.]<sup>1</sup>. Ils ne dépassent pas le cap Howe.

Nous atteignons maintenant le domaine de la grande Cordillère. En fait, ce n'est que la continuation, plus étendue et plus développée, du système de chaînes parallèles que nous venons de mentionner. Des granites, des porphyres, des terrains cristallins, siluriens et dévoniens<sup>2</sup> extrêmement plissés, généralement même redressés jusqu'à la verticale, constituent le noyau de la Cordillère. Leur direction ne s'écarte jamais beaucoup de celle du méridien, sauf dans la partie septentrionale, où elle devient N.N.W. Le Carbonifère est presque horizontal, ou en tout cas beaucoup moins plissé que les terrains des montagnes, et tous les sédiments

Adv. Sc., VI, 1895, p. 330-344; et Bull. Geol. Survey of Queensland, I, n° 1, 1895); E. F. Pittman, *The occurrence of Artesian Water in Rocks other than Cretaceous* (Rec. Geol. Survey N. S. W., V, 1896, p. 1-6; Journ. and Proc. R. Soc. N. S. W., XXIX, 1895, p. 408-415).]

1. A. W. Howitt, *Notes on the Physical Geography and Geology of North Gippsland, Victoria* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXV, 1879, p. 40). [Sur les terrains tertiaires du Sud-Est de l'Australie, voir J. Dennant, *Notes on the Muddy Creek Beds, with brief Remarks on Other Tertiary Strata of South-Western Victoria* (Trans. and Proc. R. Soc. South Australia, XI, 1888, p. 30); *Notes on Miocene Strata at Jemmy's Point, with brief Remarks upon the Older Tertiary Strata at Bairnsdale* (Proc. R. Soc. Victoria, New Ser., III, 1891, p. 53-69, pl.); J. Dennant and D. Clark, *The Miocene Strata of the Gippsland Lake Area* (Ibid., X, 1898, p. 129-139, pl. VII : carte). — T. S. Hall and G. B. Pritchard, *Notes on the Lower Tertiaries of the Southern Portion of the Moorabool Valley* (Ibid., IV, 1892, p. 9-26, pl. 3, 4); *Notes on the Eocene Strata of the Bellarine Peninsula* (Ibid., VI, 1894, p. 1-23, carte); *The Older Tertiaries of Maude, with an Indication of the Sequence of the Eocene Rocks of Victoria* (Ibid., VII, 1895, p. 180-196); *Remarks on the Proposed Subdivision of the Eocene Rocks of Victoria* (Ibid., VIII, 1896, p. 151-168); *A Contribution to our Knowledge of the Tertiaries in the Neighbourhood of Melbourne* (Ibid., IX, 1897, p. 187-229, pl. VIII : carte). — G. B. Pritchard, *Contributions to the Palæontology of the Older Tertiary of Victoria* (Ibid., VII, 1895, p. 225-231, pl. XII; XI, 1898, p. 96-111, pl. VII, VIII; etc.). — R. M. Johnston, *Observations with respect to the nature and classification of the Tertiary Rocks of Australasia* (Papers and Proc. Royal Soc. Tasmania, 1887, p. 135-207, tabl.); R. Etheridge, jun., *On the Occurrence of Trigononia semiundata Mc Coy in New South Wales, and its Significance* (Records Geol. Survey N. S. W., III, 1893, p. 115-117.)

[2. Voir L. G. de Konnick, *Descriptions of the Palæozoic Fossils of New South Wales*. Translated by T. W. Edgeworth David, Mrs. David, and W. S. Dun. In-4°, XII-298 p., 24 pl. Sydney, 1898 (Mem. Geol. Survey N. S. W., Palæontology, n° 6); T. W. E. David and E. F. Pittman, *On the Palæozoic Radiolarian Rocks of New South Wales* (Quart. Journ. Geol. Soc., LV, 1899, p. 16-37, pl. II-VII); G. J. Hinde, *On the Radiolaria in the Devonian Rocks of New South Wales* (Ibid., p. 38-64, pl. VIII, IX.)]

plus récents peuvent être regardés comme horizontaux (fig. 47).

Au-dessus des formations marines carbonifères, on observe dans tout le domaine de la Cordillère une lacune très étendue et très remarquable dans la série des sédiments marins, lacune qui va jusqu'au Crétacé. A la place des dépôts marins se présente une

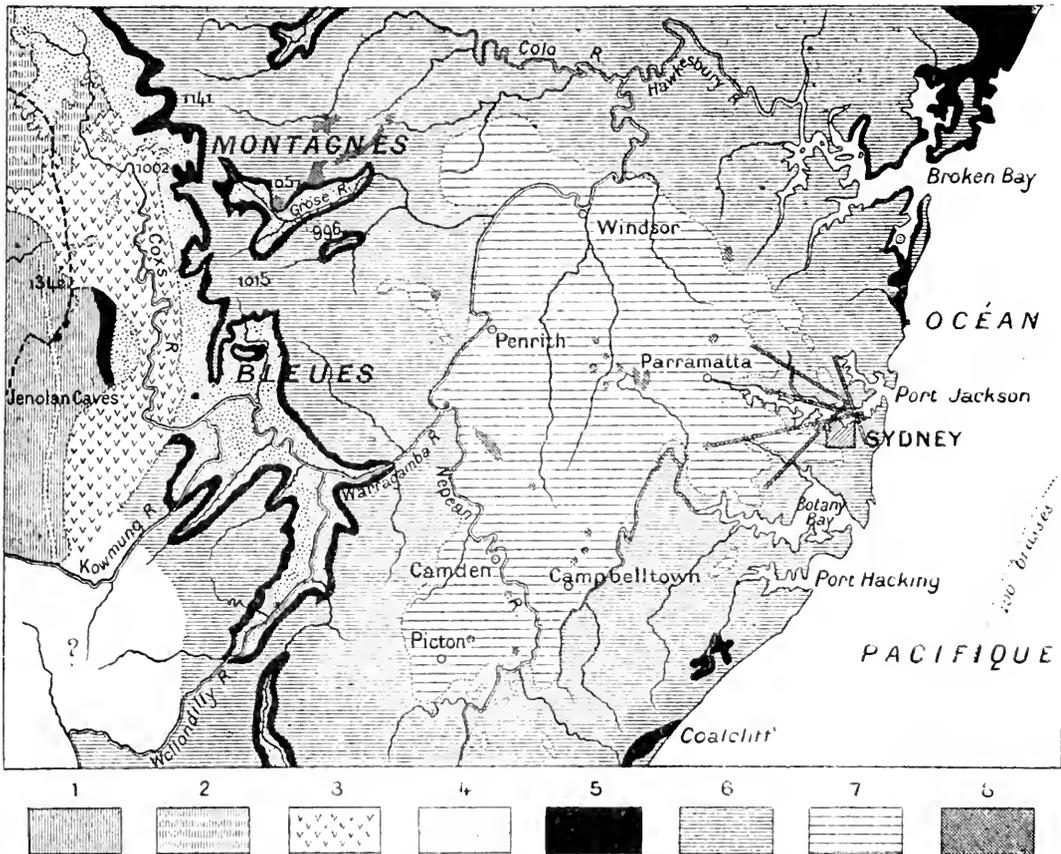


FIG. 47. — Carte géologique des Montagnes Bleues et du bassin houiller de Sydney, d'après T. W. Edgeworth David (*Journal and Proceedings of the Royal Society of New South Wales*, XXX, 1896, pl. I).

1. Silurien. — 2. Dévonien supérieur et couches à *Lepidodendron australe*. — 3. Granite (carbonifère);
4. Permo-Carbonifère : grès et conglomérats, couches de Newcastle à *Glossopteris*. — Trias?
5. Couches de Narrabeen à *Thinnfeldia*; 6. Grès de Hawkesbury; 7. Couches de Wianamatta. —
8. Basalte et dolérite (tertiaire). — Échelle de 1 : 1 200 000 environ.

série variée de couches à végétaux, au nombre desquelles se trouvent des grès regardés comme étant d'origine éolienne. La diversité des flores, qui se dégagait déjà des recherches de Feistmantel, a été mise en pleine lumière par Tenison Woods; elle est si grande, qu'avec le progrès de ces études on arrivera probablement à distinguer dans le domaine de la Cordillère australienne la plupart des divisions reconnues dans la série indienne du Gondwana<sup>1</sup>.

1. Ott. Feistmantel, *Die paläozoische und mesozoische Flora des östlichen Austra-*

Mais il est digne de remarque qu'en Australie la série du Gondwana est précédée par des flores qui ont le caractère des flores paléozoïques d'Europe. Les principales flores que, dans l'état actuel des observations, on peut distinguer dans cette contrée sont les suivantes :

1° Une flore dévonienne à *Lepidodendron nothum*, espèce qui, en Thuringe, se rencontre dans les couches supérieures de l'étage des schistes à Cypridines, par conséquent dans la partie la plus élevée du Dévonien allemand, et que l'on connaît également dans le Dévonien du Canada. Carruthers a le premier fait ressortir cette correspondance<sup>1</sup>. Des espèces appartenant aux genres *Cordaites*, *Sigillaria*, *Archæopteris*, etc., se rencontrent dans ce même horizon.

2° Une flore qui correspond au Culm européen. Le *Lepidodendron Veltheimianum* a été depuis longtemps déjà signalé en Australie par Crépin; avec ce fossile apparaissent *Calamités radiatus*, *Cyclostigma australe* Feistmantel, que cet auteur déclare à peine distinct du *Cyclostigma Kiltorkense* d'Irlande, *Rhacopteris inæquilatera*, etc.<sup>2</sup>.

3° Après la flore du Culm, la correspondance jusque-là si frappante avec l'hémisphère nord est pour longtemps interrompue, et au-dessus du Calcaire carbonifère inférieur viennent les couches à *Glossopteris Browniana*; elles sont associées à des traces d'une période glaciaire<sup>3</sup>; dans les dépôts morainiques de cette époque,

lien (Palaeontographica, Suppl. III, Lief. 3, 1878-79), et J. E. Tenison-Woods, *On the Fossil Flora of the Coal Deposits of Australia* (Proc. Linn. Soc. New South Wales for 1883, VIII, 1884, p. 37-167, pl. 1-10 a). [Voir aussi O. Feistmantel, *Geological and Palæontologica Relations of the Coal and Plant-bearing Beds of Palæozoic and Mesozoic age in Eastern Australia and Tasmania* (Mem. Geol. Survey New South Wales, Palæontology, n° 3), in-4°, 183 p., 24 pl. Sydney, 1890. Voir en outre ci-dessus, p. 232, note 1; et T. W. Edgeworth David, *Stratigraphical Distribution of Glossopteris in Australasia* (Proc. Linn. Soc. N. S. W., Ser. 2, IX, 1894, p. 249-257).]

1. W. Carruthers, *Notes on fossil Plants from Queensland, Australia* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVIII, 1872, p. 350-356, pl. XXVI, XXVII).

2. J. E. Tenison-Woods, *A Fossil Plant Formation in Central Queensland* (Journ. Proc. Roy. Soc. New South Wales for 1882, XVI, 1883, p. 179-192, pl. XI, XII).

[3. O. Feistmantel, *Über die pflanzen-und kohlenführenden Schichten in Indien, Afrika und Australien und die darin vorkommenden glaciale Erscheinungen* (Sitzungsber. k. böhm. Ges. d. Wiss., Prag., 1887, p. 1-110); E. J. Dunn, *Notes on the Occurrence of glaciated Pebbles and Boulders in the so-called Mesozoic Conglomerate of Victoria* (Trans. and Proc. R. Soc. Victoria, XXIV, 1888, p. 44 et suiv.); T. W. Edgeworth David, *Evidences of Glacial Action in Australia and Tasmania* (Australas. Assoc. Adv. Sc., VI, 1893, p. 60-98, pl. I-III), et *Evidences of Glacial Action in Australia in Permo-Carboniferous Time* (Quart. Journ. Geol. Soc., LII, 1896, p. 289-301); G. Officer and L. Balfour, *The Glacial Deposits of Bacchus Marsh* (Rep. Australas. Assoc. Adv. Sc., VI, 1893, p. 321-323); T. W. E. David and W. Howchin, *Notes on the Glacial features of the Inman Valley, Yankalilla and Cape Jervis District* (Trans. R. Soc. South Australia, 1897, p. 61-67).]

on rencontre en quelques endroits des gîtes aurifères. Ces couches correspondent à l'étage de Talchir, dans l'Inde.

4° Au-dessus des couches marines qui surmontent ces formations glaciaires, et qui représentent les derniers sédiments marins de la Cordillère jusqu'au Crétacé, on trouve diverses couches à végétaux, qui dans leur partie inférieure renferment encore des *Glossopteris*, et qui comprennent les équivalents du Trias et du Rhétien. Faut-il y voir aussi l'équivalent du Permien? La question demeure encore indécise.

5° Une série importante de couches, caractérisée par les genres *Thinnfeldia* et *Tæniopteris*, comprend les *Jerusalem beds* de Tasmanie et les *Clarence beds* de la Nouvelle-Galles du Sud; elle est très développée sur la côte orientale du Queensland.

Il y aura lieu de revenir plus loin sur cette série continentale. Les dépôts qui la suivent immédiatement sont beaucoup plus récents; ils sont marins et, d'après les recherches de Neumayr, correspondent à peu près à l'étage aptien, dans la série crétacée.

Le massif inhospitalier de la *Tasmanie* représente un fragment de la grande Cordillère. Une grande partie de ce haut pays est formée par une table d'environ 4 000 pieds [1 200 m.] d'altitude, qu'entaillent des vallées. Vers l'est, le haut plateau est coupé à pic le long de la mer.

Strzelecki a fourni les premiers éléments de nos connaissances sur la Tasmanie; les travaux ultérieurs ont complété ses données<sup>1</sup>. Les roches sont les mêmes que celles qui, sur le continent australien, constituent la grande Cordillère; toutefois, les diabases éruptives, appartenant à la dernière partie de l'ère mésozoïque, y acquièrent un plus grand développement. Du granite, des schistes cristallins

1. P. E. de Strzelecki, *Physical Description of New South Wales and Van Diemen's Land*, in-8°, London, 1845; Tenison-Woods, *A Physical Description of the Island of Tasmania* (Trans. and Proc. Roy. Soc. Victoria, Melbourne, XIX, 1883, p. 144-166). Sur la ligne de partage entre la rivière Tamar et celle de Port-Sorell, la direction des couches s'écarte encore notablement du méridien (N. 20-30° W.); Norman Taylor, *Notes on the Geology of the West Tamar District, Tasmania* (*Ibid.*, XVI, 1880, p. 156). De nombreux observateurs mentionnent des failles en Tasmanie. Harrison écrit, au sujet de la région entre le Derwent et le Mont Wellington: « Représentons-nous un certain nombre de cubes de bois placés sur un support flexible, par exemple sur un matelas, et de manière que toute leur surface soit plane. Qu'une force quelconque déränge la position horizontale de chacun des cubes en les inclinant légèrement et forme à chaque point de contact un petit gradin. Si maintenant nous nous figurons qu'une masse en fusion, comme de la cire, vienne d'en dessous remplir chacun des intervalles et combler en partie les petites vallées, nous aurons devant nous une image des environs d'Hobart-Town avec leurs grès, leurs dislocations et leurs roches éruptives. » Th. Harrison, *Notes on the Geology of Hobart Town* (Trans. Proc. Roy. Soc. Victoria, VI, 1863, p. 133).

et du Silurien s'y montrent redressés presque verticalement, suivant une direction méridienne; le Carbonifère, tant sous le faciès marin que sous le faciès continental, recouvre en discordance ces terrains anciens; puis viennent des couches à végétaux plus récentes; l'horizon à *Thinnfeldia* est encore représenté, et toutes ces formations sont surmontées par des nappes de diabase, qui forment une bonne partie de la surface du plateau. Les couches marines de l'ère mésozoïque font entièrement défaut; des dépôts marins tertiaires, correspondant à ceux de la Grande Baie, sont connus sur la côte nord à une faible hauteur au-dessus de la mer; on trouve des basaltes tertiaires aussi bien dans le Nord que dans le Sud de l'île<sup>1</sup>.

Les roches de la Cordillère forment, recouvertes çà et là de sédiments marins tertiaires, les îles du détroit de Bass, et, en suivant leur direction sur le continent, on rencontre les *Alpes Australiennes*, la partie la plus élevée de la Cordillère. Lendenfeld a décrit la structure de ces montagnes. Quoique, dans le Sud-Est de l'Australie, l'arête principale des montagnes se recourbe en prenant la direction E.-W., les lignes structurales, comme on l'a vu plus haut, ne subissent pas d'inflexion équivalente. On voit clairement, sur l'esquisse donnée par Lendenfeld, comment la courbe se décompose en un certain nombre de chaînons transversaux, orientés N.-S. ou convergeant légèrement vers le sud, et dont l'allure trahit la véritable direction des bandes plus ou moins verticales de granite, de gneiss et de Silurien qui constituent cette région montagneuse (fig. 48). Dans les monts Bogong on observe en outre un massif très étendu de roches éruptives basiques, dont l'âge est probablement dévonien.

Les lignes directrices de la structure sont très légèrement convexes vers l'Est et indiquent un plissement venu de l'Ouest. Ce plissement est antérieur au Carbonifère<sup>2</sup>.

Les montagnes se poursuivent avec la même structure du

[1. R. M. Johnston, *Systematic Account of the Geology of Tasmania*, in-4°, 408 p., 57 pl., carte, Hobart, 1888; et *Brief Historical Sketch of the Geological Relations of Australia and Tasmania* (Trans. Austral. Inst. Mining Eng., III, 1895, p. 256-284); W. H. Twelvetrees and W. F. Petterd, *The Igneous Rocks of Tasmania* (Ibid., V, 1898, p. 98-116, 1 pl.); G. Officer, L. Balfour and E. G. Hogg, *Geological Notes on the Country between Strahan and Lake St. Clair, Tasmania* (Proc. R. Soc. Victoria, N. S., VII, 1895, p. 119-130, carte).]

2. R. v. Lendenfeld, *Forschungsreisen in den Australischen Alpen* (Petermanns Mittheil., Ergänzungsheft n° 87, 37 p., 2 cartes, 1887). [Du même, *An Exploration of the Victorian Alps* (Trans. Geol. Soc. Australasia, I, 1891, p. 119-125); J. Stirling, *The Physiography of the Australian Alps* (Rep. Australas. Assoc. Adv. Sc., I, 1888, p. 359-385, pl. XXVIII-XXX).]

Victoria oriental dans la Nouvelle-Galles du Sud, à peu près parallèlement à la côte, qui tombe à pic à plus de 2 000 brasses. Comme le montre bien la carte géologique de cette dernière colonie, dressée par Clarke et Wilkinson<sup>1</sup>, des bandes dirigées à peu près N.-S. de granite et de Silurien fortement plissé, accompagnées de quelques bandes semblables de Dévonien et de porphyre ancien,

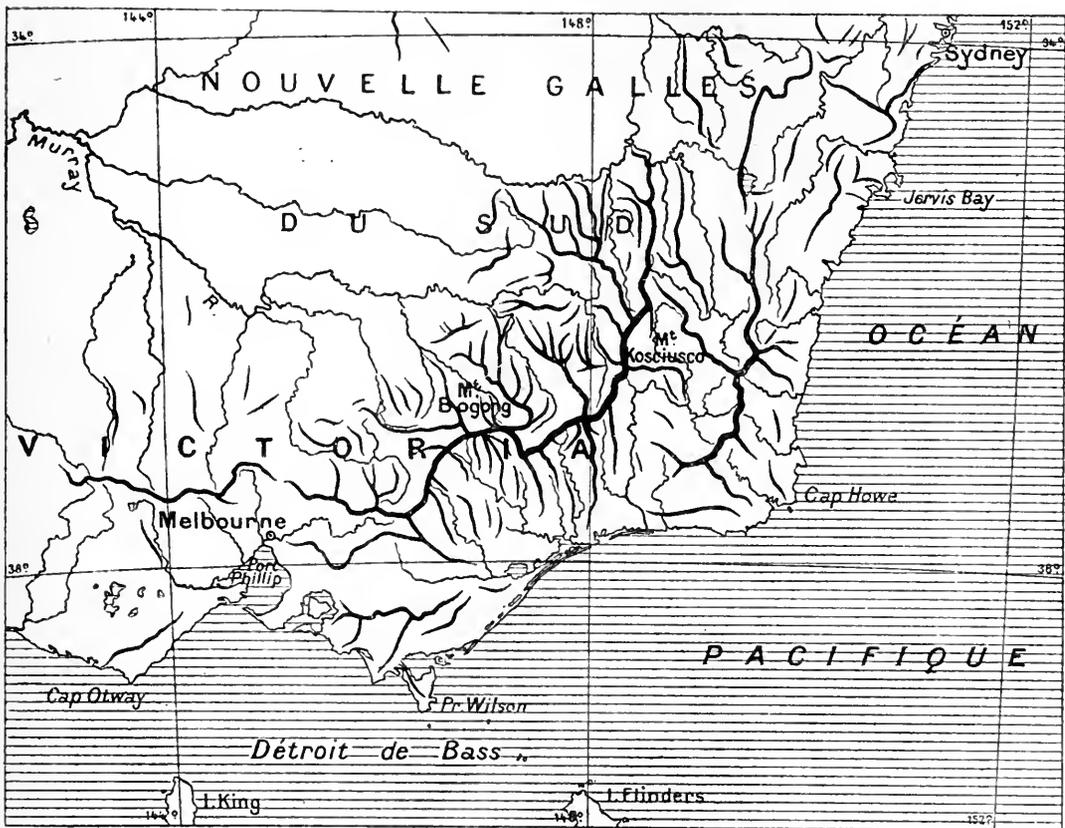


FIG. 48. — Principales directions orographiques des Alpes Australiennes, d'après R. von Lendenfeld (*Petermanns Mitteilungen*, Ergänzungsheft Nr. 87, 1887, pl. I). — Échelle de 1 : 8 000 000.

constituent la côte orientale jusqu'au voisinage de la baie Bateman, par  $35^{\circ} 40'$  de lat. S.<sup>2</sup>; au nord de ce point, leur lisière orientale, suivant le méridien  $150^{\circ}$  de long. E., s'éloigne de plus en

1. *Geological Sketch Map of New South Wales, compiled from the Original Map of the late Rev. W. B. Clarke by C. S. Wilkinson* (Annual Report of the Department of Mines, New South Wales, for 1880, in 4°, Sydney, 1881). D'après Clarke (*Remarks, etc.*, p. 18), le granite stannifère du Queensland et de la Nouvelle-Galles du Sud est d'âge dévonien, beaucoup plus récent par conséquent que les autres granites. [Voir aussi E. F. Pittmann, *Geological Map of New South Wales*, 1 : 1 013 760, 2 feuilles, Sydney. Department of Mines and Agriculture, 1893.]

[2. W. Anderson, *On the General Geology of the South Coast, with Petrological Notes on the Intrusive Granites, and their Associated Rocks around Moruya, Mount Dromedary, and Cobargo* (Records Geol. Survey N. S. W., II, 1892, p. 141-165, pl. VIII-X).]

plus de la côte<sup>1</sup>; enfin au nord de Mudgee, sur la ligne de partage entre le Hunter et le Macquarie, par 32° 10' de lat. S. environ, toute la Cordillère, affectant toujours le direction N.-S., disparaît sous le Carbonifère disposé en couches horizontales.

Mais tandis que cette bande est recouverte par le Carbonifère transgressif, une nouvelle zone importante de granite et de Silurien, également dirigée du N. au S., émerge plus à l'est, à peu près à la même latitude, le long de la rivière Manning, sur la lisière nord de la couverture carbonifère; cette zone coïncide à peu près avec le New England Range et se poursuit au nord vers le Queensland. La Cordillère consiste donc ici en deux faisceaux de plis qui se relayent; tous deux ont la direction du méridien. La chaîne méridionale est située entre 148° et 150° de long. E., et disparaît avant d'atteindre le 32° de lat. S.; la chaîne septentrionale commence par 32° et son axe court entre 151° et 152° de long. E. Le terrain carbonifère entoure l'extrémité de l'une et le commencement de l'autre; il s'étend sur la côte de 35° 40' jusqu'à Port Macquarie, c'est-à-dire jusqu'au delà de 31° 30'. Il est surmonté, dans le Sud, par des couches à végétaux plus récentes.

C'est dans cette région intermédiaire, où l'allure des strates est tranquille, que se trouve Sydney et que se rencontrent les plus puissants gîtes de houille de la colonie (fig. 47), faisant partie de la série des couches à *Glossopteris*. Le domaine fluvial du Hunter appartient également à cette région<sup>2</sup>.

Revenons à la chaîne plissée qui commence par 32° avec le New England Range. L'excellente description du Queensland donnée par Daintree en fait connaître les particularités<sup>3</sup>. Dans la partie nord de la Nouvelle-Galles du Sud, cette chaîne consiste en couches paléozoïques inférieures plissées, percées en leur milieu par de hautes

[1. W. J. Clunies Ross, *The Geology of Bathurst, New South Wales* (Quart. Journ. Geol. Soc., L, 1894, p. 105-119, carte et coupe).]

[2. Boyd Dawkins, *The Coalfields of New South Wales* (Trans. Manchester Geol. Soc., XXII, 1892-93, p. 160-178, 2 pl.); T. W. Edgeworth David, *The Coal Measures of New South Wales and their associated Eruptive Rocks* (Journ. and Proc. R. Soc. N. S. W., XXIV, 1890, p. 257-270) et *Summary of our Present knowledge of the Structure and Origin of the Blue Mountains of New South Wales* (Ibid., XXX, 1896, p. 33-69, pl. I-IV : cartes et coupes).]

[3. R. Daintree, *Notes on the Geology of the Colony of Queensland* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVIII, 1872, p. 271-317, carte, pl. IX-XII); R. Etheridge, *Description of the Palæozoic and Mesozoic Fossils of Queensland* (Ibid., p. 317-350, pl. XIII-XXVII). [Voir surtout R. L. Jack and R. Etheridge Junr., *The Geology and Palæontology of Queensland and New Guinea*, 2 vol. gr. in-8°, 68 pl. Brisbane and London, 1892; avec *Geological Map of Queensland*, 16 miles to 1 inch, 6 feuilles (nouvelle éd., 1899). Voir aussi R. L. Jack, *On some Salient Points in the Geology of Queensland* (Rep. Australas. Assoc. Adv. Sc., Sydney, I, 1889).]

montagnes granitiques. Au nord, le granite semble disparaître; des couches dévoniennes occupent la plus grande partie du territoire, et une longue série de plissements dévoniens forme la continuation de la zone montagneuse, avec une légère inflexion qui reproduit celle de la ligne des côtes, jusqu'à la Shoalwater Bay, c'est-à-dire jusqu'au delà de 22° 30'. D'après les renseignements actuels, cette chaîne s'étend donc vers le Nord, à partir du 32° parallèle, sur 9 degrés et demi de latitude. Ses deux versants sont bordés de sédiments d'âge différent. Sur le versant oriental, du côté de la mer, règne une zone presque ininterrompue de couches mésozoïques à végétaux<sup>1</sup>, qui commence dès 30°, dans la Nouvelle-Galles du Sud, et dépasse 25°; c'est l'aire principale des couches à *Thinnfeldia*, et, comme on le voit, ce bassin si intéressant est situé en dehors de la région des gîtes carbonifères. Sur le versant occidental, au contraire, s'étend une longue zone de dépôts carbonifères : on y connaît des plantes du Culm et des fossiles marins du Calcaire carbonifère; les couches dessinent de très larges ondulations. Cette zone longe la pente occidentale du New England Range à partir de la région des sources du Hunter, et Daintree a suivi jusque par environ 21° et 20° de lat. S. les lambeaux importants qui, toujours parallèles à la côte, en forment le prolongement; ces lambeaux de l'extrême Nord sont situés dans une région granitique dont nous reparlerons tout à l'heure.

La Cordillère s'abaisse à l'ouest sous le « grès du désert » et les dépôts marins crétacés, qui forment jusqu'au golfe de Carpentarie et jusque dans l'Ouest lointain le sol des déserts de l'intérieur; çà et là, des bandes de granite ou de sédiments paléozoïques percent cette couverture. En un point seulement du versant oriental des montagnes, à Maryborough, par 25° 30', apparaît un petit lambeau de Crétacé marin, superposé aux couches mésozoïques à végétaux.

A la Shoalwater Bay, avons-nous dit, se termine la chaîne qui commence avec le New England Range; elle y est constituée par du Dévonien plissé. Elle forme la partie médiane de la côte australienne, celle qui s'avance le plus vers l'est. Dans sa partie septentrionale, on observe en quelques points la direction N. 30° W., qui correspond au tracé de la côte. Sur la côte ouest du Broad Sound apparaît, à l'ouest de cette chaîne dévoniennne, une grande bande granitique; de même que, dans une région plissée, les anti-

1. La partie au sud du Clarence River est décrite par Stephens, *Notes on the Geology of the Southern Portion of the Clarence River Basin* (Proc. Linn. Soc. New South Wales for 1883, VIII, 1884, p. 519-531).

clinaux se remplacent et se relayent, ainsi paraissent se comporter ces diverses zones les unes vis-à-vis des autres. C'est dans la partie méridionale de cette bande que se montrent, reposant sur le granite, les derniers lambeaux carbonifères; dans la direction du nord, quelques lambeaux dévoniens ou siluriens l'accompagnent à l'ouest, du côté de la plaine, mais toute la côte au nord de 22°, aussi loin qu'on la connaît, est formée de roches granitiques. Dans cette région, la chaîne est devenue beaucoup plus basse; le grès désertique de l'Ouest empiète d'ailleurs de plus en plus sur sa largeur.

Ratray a décrit la région désolée qui entoure le cap York. Les terrains granitiques se dirigent au nord le long de la côte orientale; le cap Melville (14° 15'), le cap Direction (12° 50'), puis le cap Weymouth, Fair Cape et d'autres promontoires sont formés de granite; l'extrémité de la presqu'île est du porphyre. Le grès désertique constitue au loin le sous-sol; à l'île Albany il atteint la mer. Un dépôt de couleur rouge, ressemblant à la latérite, lui est superposé sur de vastes espaces. Les îles et récifs du détroit de Torres sont en grande partie composés de granite et forment la continuation de la Cordillère vers la Nouvelle-Guinée<sup>1</sup>.

D'après les données que l'on possède actuellement, les chaînes plissées du continent australien font partie d'un système de montagnes que caractérisent des traits communs. Elles sont toutes plus ou moins dirigées du nord au sud, ou bien disposées de telle manière que, en s'écartant faiblement de l'orientation méridienne, comme dans le Nord du Queensland, elles dessinent dans leur ensemble un arc légèrement convexe vers l'Est<sup>2</sup>. Elles sont antérieures au Carbonifère, et, notamment dans le Queensland, antérieures au Culm. A l'ouest et surtout à l'est de la ligne de bas-fonds marquée par le lac Eyre, le lac Torrens et le golfe Spencer s'élèvent les chaînons les plus occidentaux. Le premier est le Flinders Range, le second l'Adelaide Range, le troisième les Barrier et Grey Ranges, dans la direction desquels, bien loin dans le Nord, est situé le Mc Kinlay Range, qui, d'après Daintree, se compose également de roches anciennes. Puis viennent, à l'est, les tron-

1. Al. Ratray, *Notes on the Geology of the Cape-York Peninsula, Australia* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXV, 1869, p. 297-305). [Voir aussi A. C. Haddon, W. J. Sollas and C. A. J. Cole, *On the Geology of Torres Straits* (Trans. Royal Irish Academy, XXX, pt. XI, p. 467, Dublin, 1894). Ces auteurs pensent, conformément aux vues énoncées dans le présent ouvrage, que la Cordillère australienne se continue vers la Nouvelle-Guinée par la zone occidentale des îles du détroit de Torrès.]

[2. A l'exception toutefois des chaînons de l'Australie centrale (Reynold, Mac Donnell, Petermann, Musgrave Ranges, etc.), orientés plutôt parallèlement à l'Équateur (voir les schémas tectoniques de T. W. Edgeworth David).]

çons successifs de la grande Cordillère : une première chaîne qui va de la Tasmanie au fleuve Hunter, par 32° de lat. S., à travers les Alpes Australiennes; une seconde chaîne, qui remplace la précédente et lui succède, commence à l'est du Hunter par 32° de lat. S. et court parallèlement à la côte jusque par environ 22° 30'; enfin une troisième chaîne, qui vient relayer la seconde à l'ouest de son extrémité septentrionale, va en diminuant de hauteur, et, s'infléchissant au N.N.W., se dirige vers la Nouvelle-Guinée par le cap York et les îles du détroit de Torres.

Nous n'avons pas encore parlé des formations volcaniques<sup>1</sup>, bien qu'elles prennent une part importante à la constitution de la Cordillère. Il ne s'agit pas ici des roches éruptives anciennes<sup>2</sup> qui, associées à la série paléozoïque plissée, se montrent en relation évidente avec les gîtes aurifères et acquièrent par là une si grande importance pour ces contrées<sup>3</sup> : il s'agit des laves, beaucoup plus récentes, qui datent du milieu de l'ère tertiaire ou même d'une époque plus moderne. Ces laves sont exclusivement basiques. Dans les parties hautes de la Cordillère et sur ses pentes, dans la Tasmanie, dans le Victoria, la Nouvelle-Galles du Sud et le Queensland, on observe un grand nombre de coulées et de nappes basaltiques, qui reposent parfois sur des couches à végétaux dont l'âge ne doit pas être antérieur au Tertiaire moyen. Daintree a montré que, dans le Queensland, le grès désertique est superposé à ces

[1. T. W. E. David, [*On Volcanic Action in Eastern Australia and Tasmania*] (Rep. Australas. Assoc. Adv. Sc., IV, 1892, p. 64-81; V, 1893, p. 397-404, pl. XV); J. Dennant, *Notes on the Igneous Rocks of South-Western Victoria* (Ibid., V, 1893, p. 389-397, pl. XIV).]

[2. A. H. Howitt, *Notes on Certain Metamorphic and Plutonic Rocks at Omeo* (Trans. R. Soc. Victoria, XXIIV, 1887, p. 100-131, 2 pl.; et Rep. Australas. Assoc. Adv. Sc., I, 1888, p. 206-222); J. Milne Curran, *A Contribution to the Microscopic Structure of Some Australian Rocks* (Journ. and Proc. R. Soc. N. S. W., XXV, 1891, p. 179-233, pl. XX-XXII).]

[3. L. Babu, *Les Mines d'Or de l'Australie, Province de Victoria, et le Gîte d'Argent de Broken Hill, Nouvelle-Galles du Sud* (Annales des Mines, 9<sup>e</sup> sér., IX, 1896, p. 315-395, 4 pl.); Schmeisser, *Reisebeobachtungen in den Goldländern Australasiens* (Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXIII, 1896, p. 398-422), et *Die Goldfelder Australasiens*, in-8°, xvi-165 p., 13 cartes, pl., Berlin, 1897; trad. anglaise, in-8°, 274 p., London, 1899. — Sur les gîtes aurifères très riches récemment découverts dans l'Australie Occidentale (*Westralia*), voir H. P. Woodward, *Report on the Gold-fields of the Kimberley District*, in-8°, 38 p., Perth, 1891; W. H. Barker, *The Gold Fields of Western Australia*, in-8°, 86 p., carte géol., London, 1894; Ch. Chewings, *Geological Notes on the Coolgardie Gold-field* (Proc. R. Colonial Inst., XXVII, 1893, p. 256-271); C. Schmeisser, *Die gegenwärtige Lage des Goldbergbaues in Westaustralien* (Zeitschr. f. prakt. Geol., [IV], 1896, p. 174-185, pl. V); Supan, *Die westaustralischen Goldfelder* (Petermanns Mitteil., XLIII, 1897, p. 188-190); D. H. Lawrance, *The Kalgoorlie Mines of the Great Western Australian Gold Backbone* (Trans. Feder. Inst. Mining Engineers, XV, 1898, p. 436-441); etc.]

mêmes laves. D'autre part, on ne doit pas oublier que cette formation éolienne si répandue est antérieure à la faune des grands Marsupiaux, comme le *Diprotodon* et ses contemporains, qu'on rencontre dans des brèches plus récentes encore et dans les vallées d'érosion qui découpent le grès désertique<sup>1</sup>.

Au nord de 21°, dans le Queensland, se trouvent un certain nombre de centres d'éruption, dont l'âge plus moderne encore est attesté par la parfaite conservation de leurs cônes de cendres; les laves qu'ils ont émises ont coulé en beaucoup d'endroits sur le grès désertique. Dans le Sud, dans la partie du Victoria où l'orientation des montagnes est perpendiculaire à leur structure, et où les hauteurs, mais non les plissements, dévient vers l'ouest, on rencontre également des formations volcaniques qui conservent encore leurs coupoles de cendres. Elles possèdent tous les traits extérieurs d'un âge récent et forment une trainée dirigée de l'E. à l'W., à travers la partie sud du Victoria. Le cratère du mont Gambier surmonte des couches tertiaires marines horizontales; Woods l'a décrit en détail<sup>2</sup>. Dans les cendres de ces volcans ou à leur surface, on a trouvé non seulement des restes des grands Marsupiaux, mais aussi ceux du *Dingo*.

Dans la Cordillère, il y a donc eu depuis l'époque miocène des éruptions volcaniques basiques, et dans le Nord, ainsi que dans le Victoria, ces éruptions ont duré jusqu'à une époque très moderne.

Il y a peu de choses à dire des déserts de l'intérieur: ce que de hardis voyageurs ont vu ou recueilli dans ces contrées inhospitalières, ce sont uniquement des granites, qui paraissent se présenter à l'état désagrégé sur de vastes surfaces, des schistes anciens, quelques traces de dépôts marins mésozoïques et une couverture très étendue de grès désertique<sup>3</sup>. Nous avons déjà fait remarquer que la

[1. L'âge du grès désertique ne semble pas encore parfaitement déterminé. Regardé, autrefois comme tertiaire, il est rapporté par Jack et Etheridge (*Geology of Queensland*, p. 511-556) au Crétacé supérieur; voir aussi J. E. Tenison-Woods, *The Desert Sandstone* (Journ. and Proc. R. Soc. N. S. W., XXII, 1888, p. 290-335, 5 pl.).]

2. Jul. Edm. Woods, *Geological Observations in South Australia*, in-8°, London 1862, p. 224 et suiv.

[3. Voir surtout G. Lespagnol, *Sur le caractère désertique de l'Australie intérieure* (Annales de Géogr., VII, 1898, p. 55-73, 142-165, 216-229, pl. IV : carte); voir aussi J. J. East, *On the Geological Structure and Physical Features of Central Australia* (Trans. R. Soc. South Australia, XII, 1888-89, p. 31-53); W. H. Tietkins, *Journal of the Central Australian Exploring Expedition, 1889*, in-8°, 84 p. 1 carte, 1 pl. Adelaide, 1891. R. Etheridge, Jun. *On additional Silurian and Mesozoic Fossils from Central Australia* (Parliam. Papers, South Australia, 1891, n° 158; 1892, n° 23); C. Chewings, *Geological Notes on the Upper Finke River Basin* (Trans. R. Soc. South Australia, XIV, 1891, p. 247-255, pl. X); R. Tate, *List of Rock-Specimens collected by Mr. Wells on a Journey East from*

présence de sédiments marins jurassiques dans l'Est de l'Australie n'est pas certaine; ces doutes s'étendent à tous les gisements signalés jusqu'ici dans l'intérieur. Seul le terrain crétacé peut être regardé comme identifié avec certitude. Ce terrain, d'ailleurs, règne depuis les pentes occidentales de la Cordillère, ou plus exactement depuis le lambeau signalé sur son flanc oriental à Maryborough, dans le Queensland, jusqu'au mont Stuart dans le Grey Range, puis jusqu'au lac Eyre; au N.W., on le suit jusqu'au voisinage du golfe de Carpentarie et sans doute beaucoup plus loin encore dans l'intérieur<sup>1</sup>.

Les explorateurs partis de la côte nord-ouest n'ont également rencontré que du granite et du grès, peut-être aussi du basalte, par exemple sur les bords du fleuve Victoria. C'est seulement à partir du Glenelg River, entre 15° et 16° de lat. S., qu'on a signalé des fossiles incontestablement jurassiques; c'est avec cette indication de provenance qu'ils sont arrivés en Europe et que Neumayr les a décrits; ils présentent la plus grande ressemblance avec les espèces recueillies par Gregory et ses successeurs dans les parties méridionales de la côte Ouest<sup>2</sup>. On n'a jamais rencontré jusqu'ici de gisements semblables dans le Centre ou dans l'Est de l'Australie, et nous devons provisoirement considérer ces sédiments

*Murchison Gold-Field* (Ibid., XVI, 1893, p. 113-115); V. Streich, *Scientific Results of the Elder Exploring Expedition. Geology* (Ibid., XVI, 1893, p. 74-110, 4 pl., 1 carte géol.); Supan, *Die australische Forschungs-Expedition von Sir Thomas Elder 1891-92* (Petermanns Mitteil., XXXIX, 1893, p. 269-270, pl. 18 : carte); Ch. Chewings, *Beiträge zur Kenntniss der Geologie Süd- und Central-Australiens, nebst einer Uebersicht des Lake Eyre Beckens und seiner Randgebirge*. Inaug.-Diss., in-8°, 42 p., Heidelberg, 1894; *Report on the Work of the Horn Scientific Expedition to Central Australia*, edited by Baldwin Spencer, 4 vol. in-4°, London and Melbourne, 1896 (Part III, *Geology and Botany*, ed. by R. Tate); Ch. Winnecke, *Journal of the Horn Scientific Expedition 1894*, in-8°, 86 p., pl., cartes, Adelaide, 1897; F. Hahn, *Die Horn-Expedition in Zentralaustralien und ihre geographische Ergebnisse* (Petermanns Mitteil., XLIV, 1898, p. 1-9, pl. 1 : carte); H. Y. L. Brown, *South Australia. Report of the Government Geologist on Explorations in the Northern Territory*, in-f°, cartes, Adelaide, 1895; et *Reports on Explorations North-East of Hart's Range, Appendix by R. Etheridge, Jun., being Contributions to the Palæontology of South Australia*, in-f°, 16 p., 2 pl., 3 cartes géol., Adelaide, 1897; J. A. Panton, « *Australia Deserta* » (Trans. R. Geogr. Soc. Australasia, Victorian Br., XII-XIII, 1896, p. 105-116, carte); D. W. Carnegie, *Explorations in the Interior of Western Australia* (Geogr. Journ., XI, 1898, p. 258-287, fig., 1 carte; Scottish Geogr. Mag., XIV, 1898, p. 113-136, fig., 1 carte); du même, *Spinifex and Sand. A Narrative of Five Years Pioneering and Exploration in Western Australia*, in-8°, 4 cartes, London, 1898.]

[1. C'est la « Rolling Downs Formation » (Crétacé inférieur), qui occupe en superficie les trois quarts de la carte du Queensland de Jack et Etheridge (Ouvr. cité, p. 390).]

2. Neumayr, Mém. cité, p. 140 et suiv. — Depuch Island (long. 117°44', lat. 20°37') paraît être un grand amas de blocs de diorite, s'élevant de 514 pieds [156 m.] au-dessus des formations coralliennes horizontales; Wickham, *Note on Depuch Island* (Journ. R. Geogr. Soc. XII, 1842, p. 79-83).

jurassiques si intéressants, qui rappellent tant les dépôts jurassiques d'Europe, comme limités à la partie occidentale du plateau.

Transportons-nous maintenant sur l'autre rive de l'Océan Pacifique, à la même latitude, sans perdre de vue les résultats de l'enquête à laquelle nous venons de nous livrer en Australie et en Nouvelle-Zélande.

Sur la lisière occidentale du Gran Chaco s'élèvent de nombreux chaînons élevés et étroits, dirigés du Nord au Sud, et formés de roches anciennes. Les couches y sont redressées presque verticalement. Les plus orientaux de ces chaînons, au voisinage de la ville de Cordoba, comme la Sierra Ischilin, la Sierra de Cordoba et la Sierra Cerezueta, se composent de granite, de gneiss et de schistes archéens. Plus au nord, c'est la Sierra de Aconquija, constituée par du granite et du gneiss, et de nombreux autres chaînons parallèles fort étroits, composés de roches cambriennes et siluriennes, qui forment jusqu'en Bolivie la continuation de ce système des Sierras méridiennes (I, p. 682). Plus à l'ouest, la série des formations marines se complète; des couches mésozoïques très épaisses viennent s'y adjoindre. Récemment, Mojsisovics a même montré que le Trias marin existe dans la partie septentrionale des Andes, d'après les échantillons recueillis par Reiss et Stübel au Pérou et par Lindig à Chaparal<sup>1</sup>.

En même temps que la série mésozoïque se complète, on atteint les hautes montagnes. Dans la direction de l'ouest, on trouve ensuite le profond sillon du Chili, puis la Cordillère côtière, dont la constitution est si étrange, et enfin l'Océan.

Traversons maintenant l'Australie, mais au lieu de l'examiner de l'est à l'ouest, considérons-la dans le sens opposé, de l'ouest à l'est.

A la place du Gran Chaco ou des Pampas, nous rencontrons les déserts de l'Ouest de l'Australie; au lieu des lagunes de leur bord occidental, les nappes d'eau qui vont du golfe Spencer au lac Eyre; au lieu des Sierras méridiennes de Cordoba avec leurs roches anciennes, le Flinders Range, l'Adelaide Range, les Barrier et Grey Ranges; au lieu des longues chaînes parallèles, les tronçons alternés de la Cordillère australienne. La mer cache à nos yeux, sur de vastes espaces, la continuation de ce régime, mais au delà, en Nouvelle-Zélande, la série mésozoïque se complète et le Trias marin est représenté, ainsi que plusieurs des étages du Jurassique;

1. Edm. Mojsisovics von Mojsvár, *Arktische Triasfaunen* (Mém. Acad. Imp. Sc. St.-Petersbourg, 7<sup>e</sup> sér., XXXIII, n° 6, 1886, p. 131).

ici encore, on atteint en même temps les hautes montagnes et une région de plissements beaucoup plus récents<sup>1</sup>.

De même que les Sierras argentines à la lisière de la grande plaine ne doivent pas être séparées de la chaîne principale des Andes, mais constituent avec elle les membres d'un système montagneux unique, construit suivant un plan d'ensemble, — de même toutes les chaînes comprises entre le Flinders Range et la Cordillère australienne, en y ajoutant le plus long des deux tronçons de hautes montagnes qui viennent se raccorder l'un à l'autre en Nouvelle-Zélande, doivent être regardées comme des parties d'un système montagneux unique, dont tous les tronçons possèdent des caractères homogènes.

On doit, à ce propos, insister sur le fait que les dépôts marins tertiaires bordent la côte sud d'Australie, pénètrent dans l'affaissement transversal qui constitue le détroit de Bass et atteignent même la partie sud du North Gippsland, mais font complètement défaut sur toute la côte orientale du continent, ainsi que sur la côte orientale de Tasmanie, qui présente des falaises abruptes. Clarke, en s'appuyant sur cette circonstance, a déjà émis l'hypothèse que le prolongement du continent australien vers l'est aurait été coupé par un affaissement récent<sup>2</sup>.

Comme confirmation de cette hypothèse, on peut invoquer le fait que dans l'île de Lord Howe, entre l'Australie et la Nouvelle-Zélande, on a trouvé des ossements de grands animaux terrestres, attribués aux genres géants de Lacertides *Megalania* et *Notiosaurus*. Sur le continent australien, ces genres ont été contemporains du *Diprotodon* et des autres grands Marsupiaux; ils ont vécu par conséquent après le dépôt du grès désertique, à une époque toute moderne. L'île de Lord Howe, avec son peu d'étendue actuelle, n'aurait pu nourrir d'aussi grands animaux<sup>3</sup>.

**3. Nouvelle-Calédonie.** — D'éminents observateurs, comme Dana et Clarke, ont depuis bien des années regardé la Nouvelle-

1. Sur la représentation très complète de la série sédimentaire en Nouvelle-Zélande, voir notamment J. Hector, *The Geological Formations of New Zealand compared with those of Australia* (Journ. and Proc. Roy. Soc. New South Wales for 1879, XIII, 1880, p. 66-67).

2. W. B. Clarke, *Remarks on the Sedimentary Formations of New South Wales*, p. 7.

3. R. D. Fitzgerald, Proc. Linn. Soc. New South Wales for 1884, IX, 1885, p. 4206. [Voir aussi R. Etheridge, Junr., *Note on the Bibliography of Lord Howe Island* (Proc. Linn. Soc. New South Wales, IV, 1889, p. 627-631); E. P. Ramsay, *Lord Howe Island: its Zoology, Geology, and physical characters*, in-8°, Sydney, 1891 (Australian Museum, Mem. n° 2).]

Calédonie comme le prolongement de la Nouvelle-Zélande; la jonction aurait été indiquée par la direction de la péninsule nord-ouest de la Nouvelle-Zélande et par l'île Norfolk. On sait maintenant que cette péninsule ne coïncide pas avec une inflexion de la chaîne principale de la Nouvelle-Zélande; la Nouvelle-Calédonie présente néanmoins certains traits qui dénotent une ressemblance particulière avec la Nouvelle-Zélande.

Garnier et Heurteau ont publié des mémoires détaillés sur la constitution de la Nouvelle-Calédonie. Deslongchamps et P. Fischer en ont décrit les fossiles<sup>1</sup>. La structure est la suivante (fig. 49) :

Le long de la côte sud-ouest se présentent sur divers points, et notamment dans la moitié sud de l'île, des mélaphyres et des tufs mélaphyriques. Ils sont suivis à l'est de roches métamorphiques dans lesquelles on a trouvé *Spirigera Wreyi* du Trias néo-zélandais. Au-dessus se placent des schistes triasiques à *Pseudomonotis Richmondiana* et *Mytilus problematicus*, correspondant par conséquent au Trias moyen de la Nouvelle-Zélande. Ces dépôts se rencontrent dans les îles Ducos et Hugon<sup>2</sup>. La zone triasique est suivie d'une zone étroite, beaucoup plus longue, dirigée parallèlement à la côte et comprenant une série de couches houillères. Ces couches sont connues jusqu'à une assez grande distance vers le N.W.; elles sont formées principalement de grès et de conglomérats; quelques-uns des fossiles marins qu'on y a rencontrés ont été identifiés avec des espèces du Lias européen; la houille

1. Garnier, *Essai sur la géologie et les ressources minérales de la Nouvelle-Calédonie* (Annales des Mines, 6<sup>e</sup> sér., XII, 1867, p. 1-92, pl. I-II, carte); Em. Heurteau, *Rapport à M. le Ministre de la Marine et des Colonies sur la constitution géologique et les richesses minérales de la Nouvelle-Calédonie* (Ibid., 7<sup>e</sup> sér., IX, 1876, p. 232-434, carte, pl. VII-X); pour les fossiles, Eug. Deslongchamps, *Documents sur la géologie de la Nouvelle-Calédonie* (Bull. Soc. Linn. de Normandie, VIII, 1864, p. 332-378); P. Fischer, *Note sur les roches fossilifères de l'Archipel Calédonien* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2<sup>e</sup> sér., XXIV, 1866-67, p. 437-438); et F. Teller dans E. Mojsisovics, *Arktische Triasfauna* (Mém. Acad. Imp. Sc. St.-Petersbourg, 7<sup>e</sup> sér., XXXIII, 1886, n<sup>o</sup> 6, p. 111 et suiv.). [Ajouter pour la stratigraphie Louis Pelatan, *Les mines de la Nouvelle-Calédonie; constitution géologique de l'archipel néo-calédonien* (Génie Civil, XIX, 1891, p. 351-439, *passim*; extr. par G. Ramond, *Annuaire Géol. Univ.* VIII, 1891, p. 561-572; avec carte géologique, reproduite à plus grande échelle dans Augustin Bernard, *L'Archipel de la Nouvelle-Calédonie*, in-8<sup>o</sup>, Paris, 1894, p. 11-111). Pour la flore fossile, voir L. Crié, C. R. Acad. Sc., CVII, 1888, p. 1014, et *Palaeontol. Abhandl.*, Jena, 1889; R. Zeiller, *Note sur quelques empreintes végétales des couches de charbon de la Nouvelle-Calédonie* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XVII, 1888-89, p. 443-446); Edm. de Mojsisovics, *Ammonites triasiques de la Nouvelle-Calédonie* (C. R. Acad. Sc., CXXI, 1895, p. 741-742).]

[2. Dans le Trias des îles Ducos et Hugon, une couche renferme des empreintes de végétaux, notamment *Arucarioxylon australe* et *Cedröxylon australe*. Ce serait l'équivalent de la Wairoa Series de J. Hector (voir L. Crié, articles cités). La zone triasique s'étend sur la côte ouest, depuis Nouméa jusqu'à Gomen (Pelatan, Mém. cité).]

est attribuée au Rhétien ou au Lias<sup>1</sup>. La zone qui succède à la zone houillère est de beaucoup la plus importante, et occupe la plus grande partie de l'île; c'est une puissante traînée de serpentines et de schistes verts avec filons d'euphotide, remarquable par sa richesse en fer chromé et en nickel. Cette traînée de serpentine

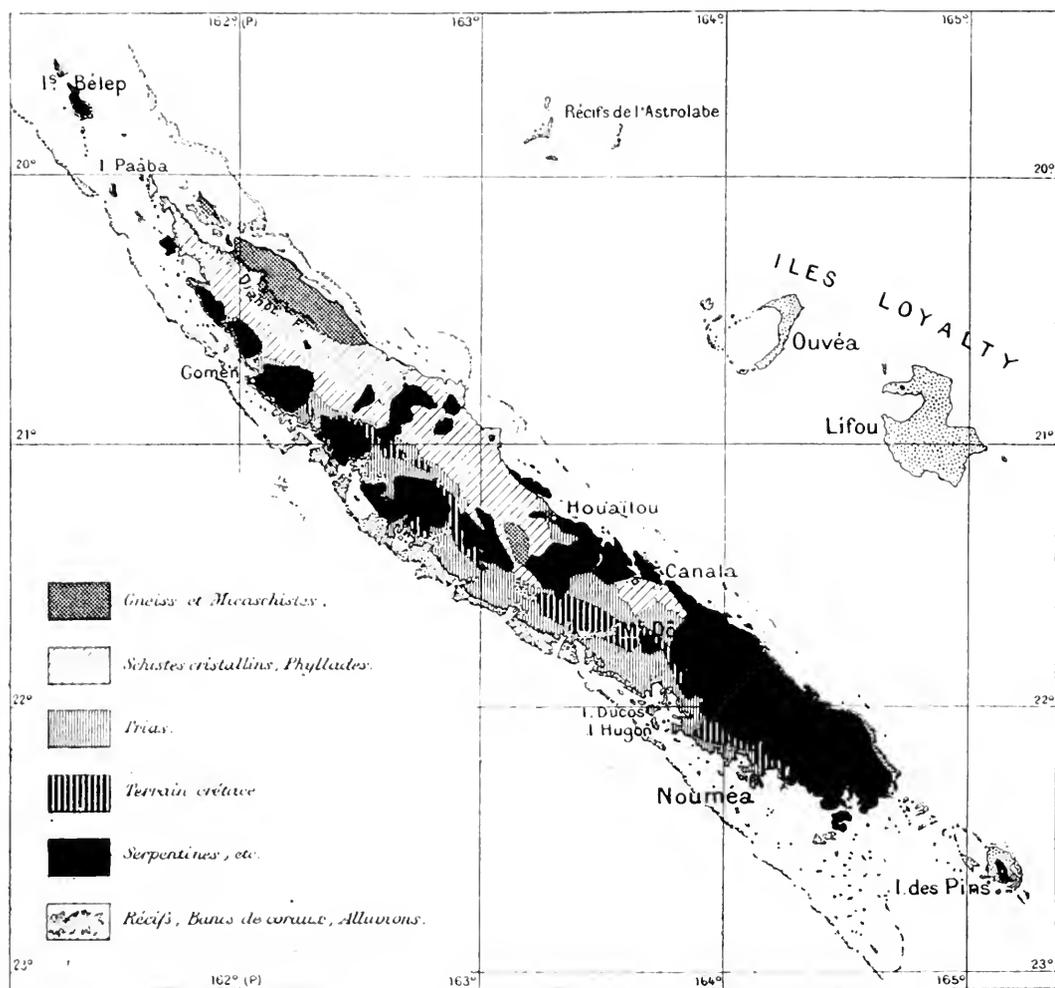


FIG. 49. — Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie, d'après L. Pelatan (*in* A. Bernard *L'Archipel de la Nouvelle-Calédonie*, pl. I). — Echelle de 1 : 4 000 000.

forme l'île des Pins et la partie sud de la Nouvelle-Calédonie, puis les côtes sur le versant N.E. jusqu'à Houaïlou, par conséquent sur la [moitié de la longueur] de l'île, et sur le versant S.W. jusqu'au Mont Dore. Elle fait place sur ce versant aux zones sédimentaires déjà signalées, et gagne de nouveau plus au

[1. On tend aujourd'hui à rapporter à l'époque crétacée les couches houillères de Nouvelle-Calédonie, de même d'ailleurs que celles de la province de Nelson en Nouvelle-Zélande. M. Zeiller a en effet trouvé dans ces couches des feuilles de Dicotylédones parfaitement reconnaissables (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XVII, 1888-89, p. 443 et suiv.)]

nord la côte N.W.; enfin, en se continuant à travers le centre de l'île, elle atteint la pointe septentrionale de la Nouvelle-Calédonie et se poursuit encore au delà dans l'île de Paaba<sup>1</sup>. Cette traînée de serpentine, qui se dirige de l'île des Pins jusqu'à Paaba, avec ses nombreux dômes rocheux isolés, noirs, chauves, est fréquemment couverte d'une argile d'un rouge sombre, résultant de la décomposition de la roche; elle occupe souvent toute la largeur de l'île et est caractéristique pour la Nouvelle-Calédonie.

Toutes les roches mentionnées jusqu'ici ont une direction N.W. correspondant à la direction même de l'île. On est d'autant plus surpris de rencontrer dans la partie septentrionale de la Nouvelle-Calédonie d'autres roches, celles-ci plus anciennes, qui ont une direction toute différente. Heurteau les décrit comme une zone de micaschistes accompagnés sur les deux flancs de schistes ardoisiers. Les micaschistes forment la crête montagneuse assez importante qui sépare le Diahot de la côte orientale; cette crête court au N.W., comme la traînée de serpentine et comme l'île tout entière; mais les micaschistes, d'après les indications formelles de Heurteau, se dirigent perpendiculairement à cette crête, vers le N.E. Les schistes ardoisiers règnent jusqu'au voisinage de Houaïlou, point à partir duquel, comme on vient de le voir, les serpentines forment la côte jusqu'à l'extrémité sud de la Nouvelle-Calédonie<sup>2</sup>. Des calcaires cristallins sont interstratifiés dans les deux zones de schistes ardoisiers.

La description de la vallée du Diahot donnée par Heurteau montre que, dans ces schistes anciens, la direction réelle est N. 20° E. à N. 55° E.; c'est seulement tout à fait à l'extrémité nord de l'île que la direction des schistes ardoisiers de la zone septentrionale s'infléchit parallèlement à la direction générale N.W.-S.E.

Nous connaissons donc en Nouvelle-Calédonie deux groupes de roches qui affectent des directions différentes. Le premier, de beaucoup le plus important quant à l'étendue, se dirige au N.W. comme l'île elle-même, et comprend une zone de mélaphyres et de tufs, le terrain triasique, les couches houillères et la grande traînée de serpentine. Le second groupe se dirige au N.E., n'est connu que dans le Nord de l'île et consiste en micaschistes et en schistes ardoisiers. Le premier groupe représente un tronçon d'une chaîne

[1. Ou plutôt dans le groupe des îles Belep, l'île de Paaba appartenant aux schistes anciens.]

[2. On retrouve un lambeau de schistes au voisinage de Canala (Pelatan, Mém. cité).]

de montagnes disposée en zones parallèles; quant à ses relations avec le second groupe, il n'est pas possible à l'heure actuelle de les définir.

L'âge de la grande formation serpentineuse n'est pas connu. On n'a rencontré jusqu'ici aucun autre massif de serpentine d'une pareille étendue sur toute la côte ouest du Pacifique. D'après sa situation, elle semble appartenir à la zone externe d'une grande chaîne de montagnes, comme les serpentines qu'on rencontre en tant de points dans le Flysch; Heurteau l'a comparée, à cause de la présence du nickel et du cinabre, à la serpentine de New Almaden, dans la chaîne côtière de Californie <sup>1</sup>. A cet égard, il est très intéressant d'apprendre que, récemment, Ratte a fait connaître des fossiles provenant de l'intérieur de la Nouvelle-Calédonie et qu'il regarde comme appartenant au Crétacé supérieur <sup>2</sup>.

On n'a jamais rencontré en Nouvelle-Calédonie de roches volcaniques récentes.

Je ne parlerai pas dans le présent chapitre des formations coralliennes qui entourent l'île; les puissants dépôts calcaires qui constituent la ride parallèle des îles Loyalty seront également examinés plus loin. Il importe néanmoins, pour les descriptions ultérieures, de noter que Tenison-Woods a fait connaître à *Viti Levu* des fossiles marins tertiaires d'espèces éteintes, mais cependant de caractère tropical <sup>3</sup>.

Les renseignements dont nous disposons sur les îles qui suivent au N.W., en tant qu'elles ne se composent pas de constructions coralliennes ou de formations volcaniques récentes, sont extrêmement maigres, et ce n'est que leur direction d'ensemble qui autorise à émettre quelque hypothèse sur leurs rapports de structure <sup>4</sup>.

1. Heurteau, *Rapport* cité, p. 399. [Voir aussi F. Benoit, *Étude sur les mines de Nickel de la Nouvelle-Calédonie* (Bull. Soc. Industrie Minérale, Saint-Etienne, 3<sup>e</sup> sér., VI, 1892, p. 754-804); J. Garland, *Nickel Mining in New Caledonia*, in-8°, London, 1894.]

2. Ratte, Proc. Linn. Soc. New South Wales, IX, 1884, p. 681. Les genres cités sont : *Rostellaria*, *Fusus*, *Pleurotomaria*? *Belemnites*, *Venus*, *Nautilus*, *Inoceramus*.

3. J. E. Tenison-Woods, *On some Fossils from Levuka, Viti* (Proc. Linn. Soc. New South Wales for 1879, IV, 1880, p. 358-359). [Voir aussi A. Agassiz, *The Tertiary Elevated Limestone Reefs of Fiji* (Amer. Journ. Sc., 4<sup>th</sup> Ser., VI, 1898, p. 166-167). On trouve en outre aux Fidji des roches éruptives anciennes et des schistes cristallins (A. Wichmann, *Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels*, Tschermak's Min.-Petrogr. Mittheil., N. F., V, 1883, p. 1-60); R. H. Codrington, *Islands of Melanesia* (Scottish Geogr. Mag., V, 1889, p. 119-122); J. P. Thomson, *The Melanesian Plateau* (Proc. Queensland Branch R. Geogr. Soc. of Australasia, VIII, 1892-93, p. 13-25).]

[4. D'après divers indices, les Nouvelles-Hébrides paraissent renfermer, à Mallicolo et à Spiritu-Santo, des gneiss à grain fin et des calcaires cristallins (D. Levat dans E. N. Imhaus, *Les Nouvelles-Hébrides*, in-8°, Paris-Nancy, 1890, p. 122-127); à Anaïtom, il existe des serpentines semblables à celles de Nouvelle-Calédonie (renseignement com-

On ne connaît la constitution de la *Nouvelle-Bretagne* et de la *Nouvelle-Irlande* que par des échantillons isolés<sup>1</sup>.

Parlant du port de Carteret et de Sulphurhafen en Nouvelle-Irlande, Schleinitz mentionne le fait que les montagnes y consistent en calcaire, mais que les cailloux roulés provenant de l'intérieur sont formés de granite, de porphyre, de hornblende et de grès. C'est ce que confirment les renseignements donnés par Liversidge; outre des porphyres et diorites, ce géologue signale un calcaire gris, probablement ancien, provenant d'une montagne de 2 500 pieds de haut [750 m.]; puis des cendres volcaniques, du jaspé rouge, du grès, de l'épidote et des laves amygdaloïdes. En Nouvelle-Bretagne, on ne mentionne que diverses roches volcaniques et des calcaires blancs<sup>2</sup>.

4. **Mer de Banda, Bornéo**<sup>3</sup>. — C'est à partir de la *Nouvelle-Guinée* que se fait sentir l'importance des formations tertiaires, qui jouent un si grand rôle dans l'archipel de la Sonde. On a vu plus haut que les dépôts marins tertiaires ont une extension considé-

muniqué par M. Pelatan). Les Salomon renferment des roches éruptives anciennes (porphyres granitoïdes, serpentines), des quartzites et des schistes ardoisiers (Guppy, *The Solomon Islands, their Geology, General Features*, in-8°, London, 1887). Voir aussi G. C. Frederick, *Geological Notes on Certain Islands in the New Hebrides* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLIX, 1893, p. 227-232); A. Liversidge, *Chalk and Flints from the Solomon Islands* (Australas. Assoc. Adv. Sc., II, 1891, p. 417-420); W. W. Watts and E. T. Newton, *Notes on some Rocks from the Solomon Islands* (Geol. Mag., Dec. 4, III, 1896, p. 358 et suiv.)]

[1. Rappelons, pour la commodité des recherches, que la Nouvelle-Bretagne est fréquemment appelée Nouvelle-Poméranie et la Nouvelle-Irlande, Nouveau-Mecklembourg, l'ensemble étant désigné sous le nom d'Archipel Bismarck.]

2. v. Schleinitz, *Annal. d. Hydrographie*, IV, 1876, p. 365; A. Liversidge, *Rocks from New Britain and New Ireland* (Journ. and Proc. Roy. Soc. New South Wales for 1882, XVI, 1883, p. 47-51). [Les Louisiades, l'archipel d'Entrecasteaux et l'intérieur de la Nouvelle-Guinée britannique paraissent composés principalement de schistes anciens plus ou moins cristallins et de roches métamorphiques (Jack and Etheridge, *Geology of Queensland*, p. 687; Haddon, Sollas and Cole, *Trans. Royal Irish Acad.*, XXX, 1894, p. 467; Joachim Graf Pfeil, *Neu-Mecklemburg*, Petermanns Mitteil., XL, 1894, p. 73). Dans la chaîne de l'Owen Stanley, les schistes anciens sont dirigés W.N.W. à E.S.E., tandis que dans les archipels à l'est de la Nouvelle-Guinée ces mêmes schistes ont une direction E.N.E. (C. S. Wilkinson, *Report on the Geological Specimens from New Guinea, collected by the Exploring Expedition of the Geographical Society of Australasia*, *Trans. and Proc. Roy. Geogr. Soc. Australas.*, N. S. W. Br., III-IV, 1888, p. 203 et suiv.). — Dans le bassin de la rivière Fly, on a recueilli en fragments roulés plusieurs espèces d'Ammonites rappelant beaucoup les formes du Jurassique moyen de l'Europe; R. Etheridge, *Our Present Knowledge of the Palaeontology of New Guinea* (Records Geol. Survey of N. S. W., I, 1889-90, p. 172-179, pl. XXIX); voir aussi A. G. Maitland, *Geological Observations in British New Guinea in 1891*, in-fol., 33 p., 3 pl., 3 cartes (Queensland Parliam. Papers, C.-A. 106, Brisbane, 1892).]

[3. Voir B. Kotô, *On the Geologic Structure of the Malayan Archipelago* (Journ. Coll. Sc., Imp. Univ. Tôkyô, XI, 1899, p. 83-120, pl. I: carte; H. Berghaus, *Physikalischer Atlas*, II. *Hydrographie*, 1891, n° X; Verbeek et Fennema, *Description géologique de Java et de Madoura*, 1896, Atlas, carte I.]

nable le long de la Grande Baie Australienne, qu'ils pénètrent dans le détroit de Bass, mais que toute la côte orientale d'Australie et de Tasmanie jusqu'au détroit de Torres n'en a encore jusqu'à présent montré aucune trace. Au Hall Sound, en Nouvelle-Guinée, Maclay a recueilli des coquilles marines tertiaires, mais Tenison-Woods explique que ces mollusques sont entièrement différents de ceux des couches tertiaires de l'Australie méridionale<sup>1</sup>. D'après les indications fournies par Martin, ce sont des calcaires tertiaires, caractérisés principalement par des Orbitoïdes et des Lithothamnies et paraissant appartenir au Miocène ancien, qui constituent une grande partie de la côte nord-ouest de la Nouvelle-Guinée; ces calcaires y forment des falaises hautes de 200 à 300 mètres. Ils constituent également la petite île de *Koor* au sud-ouest et plusieurs des grandes îles adjacentes, ainsi que l'île de *Sowek* au nord du golfe du Geelvink. Dans l'île de *Lakahia*, en face de *Merküs-Ort*, il y aurait du grès avec couches de charbon<sup>2</sup>.

Les montagnes neigeuses de l'intérieur de la Nouvelle-Guinée sont complètement inconnues<sup>3</sup>.

L'arc malais, qui, de la Birmanie, se dirige par Malacca, les Andaman et les Nicobar, Sumatra<sup>4</sup> et Java jusqu'à Flores (I, p. 603), est difficile à suivre, parce que nous connaissons mal les parties orientales de cette longue rangée d'îles; mais il est bien visible que Sandelhout [*Soemba*] et Timor sont en dehors de cette courbe.

Nous ne savons rien de précis sur *Soemba*; *Timor* diffère

1. C. S. Wilkinson, *Notes on a Collection of Geological Specimens collected by W. Maclay Esq. from the Coasts of New Guinea, Cape York and neighbouring Islands* (in : Clarke, *Remarks on the Sedimentary Formations of New South Wales*, 4<sup>th</sup> ed., p. 97-99); voir en outre J. E. Tenison-Woods, *On a tertiary Formation at New Guinea* (Proc. Linn. Soc. New South Wales for 1877, II, 1878, p. 125-128 et 267-268); du même, *Physical Structure and Geology of Australia* (Ibid. for 1882, VII, 1883, p. 381). [Jack et Etheridge mentionnent à Port Moresby, d'après les recherches de A. Gibb Maitland, des couches tertiaires (miocènes ou pliocènes), très fortement disloquées; *Geology of Queensland*, p. 684 et suiv. Voir aussi R. Tate, *Note on the Tertiary Fossils from Hall Sound, New Guinea* (Proc. Linn. Soc. N. S. W., 2<sup>d</sup> Ser., IX, 1894, p. 213-214).]

2. K. Martin, *Eine Tertiärformation von Neu-Guinea und benachbarten Inseln nach Sammlungen von Macklot und v. Rosenberg's* (Sammlungen des Geol. Reichsmuseums in Leiden, herausg. von K. Martin und A. Wichmann; Beiträge z. Geol. Ost-Asiens und Australiens, I. Ser., 1881-83, p. 66-83, pl. III).

[3. Sur la Nouvelle-Guinée, voir ci-dessus p. 256, note 1, et p. 266, note 2; voir aussi J. P. Thomson, *British New Guinea*, in-8°, London, 1892; C. Lauterbach, *Bericht über die Kaiser Wilhelm-Land-Expedition im Jahr 1896* (Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXIV, 1897, p. 51-69, carte : signale des schistes et grès fortement redressés contenant des restes de Polypiers, des filons de quartz, et des roches volcaniques récentes).]

[4. W. Volz, *Beiträge zur geologischen Kenntniss von Nord-Sumatra* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., LI, 1899, p. 1-61, pl. I-V) : découverte du Trias supérieur marin à *Daonella* et *Halobia*.]

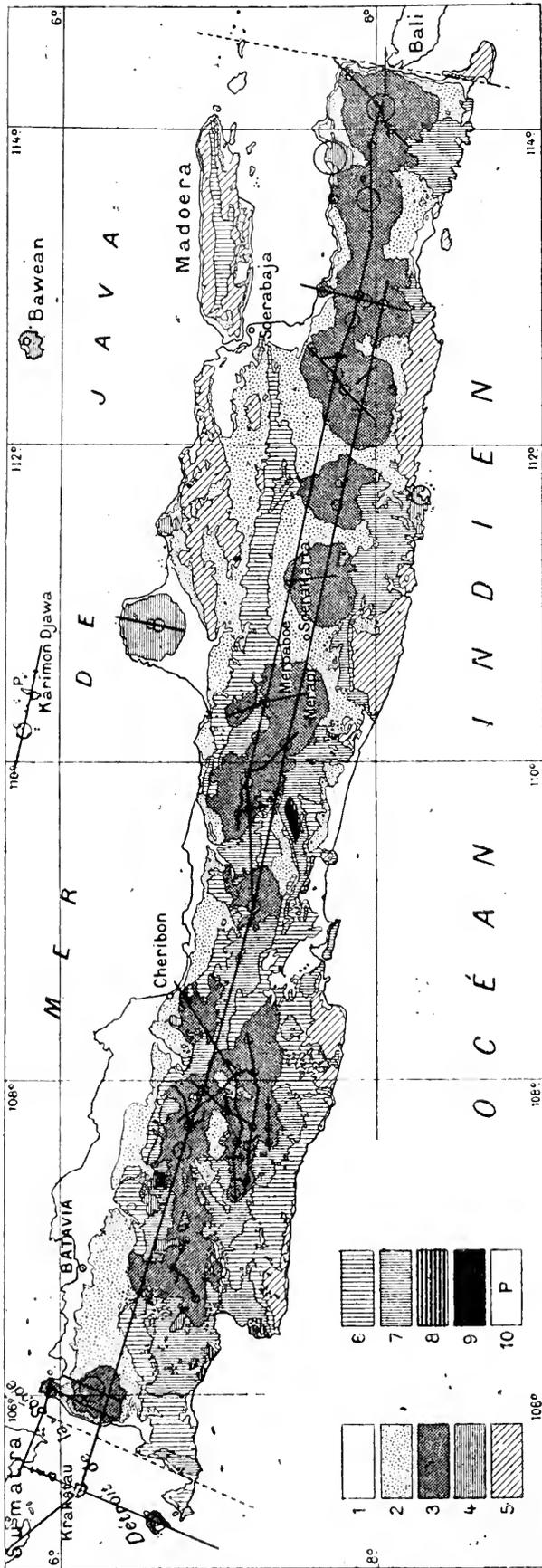


FIG. 50. — Alignements volcaniques de Java, d'après Verbeek et Fennema.

1. Terrain moderne; 2. Terrain quaternaire; 3. Volcans modernes; 4. Roches éruptives tertiaires. — Terrain néogène : 5. Calcaires; 6. Marnes, grès, etc.; 7. Brèches, etc. — 8. Éocène et Oligocène. — 9. Terrain crétacé : schistes, serpentines, diabase, etc. — 10. Schistes anciens de Karimoendjawa. — Échelle de 1 : 6000000.

notablement, d'après les données que nous possédons, des îles qui se trouvent à l'intérieur de l'arc. Depuis que Beyrich a signalé le Calcaire carbonifère à Timor, plusieurs géologues, notamment Martin et Wichmann, ont fait connaître la constitution de cette île. On y rencontre des schistes anciens, puis de la tonalite, de la diorite et de la serpentine; le Calcaire carbonifère y possède une extension considérable; la présence de sédiments triasiques n'est pas absolument hors de doute; les dépôts tertiaires occupent une grande étendue et paraissent, comme à Java, s'élever dans l'intérieur de l'île à plusieurs milliers de pieds<sup>1</sup>.

1. E. Beyrich, *Ueber eine Kohlenkalk-Fauna auf Timor* (Abhandl. Akad. Berlin, 1864, p. 61);

Timor ne s'oriente pas dans la direction de l'arc malais; ses relations avec ce grand arc sont complètement inconnues. Passons à l'examen de l'extrémité orientale de la courbe.

C'est un fait très instructif, à ce qu'il me semble, que la constatation par Verbeek, dans la résidence de Cheribon, à Java, au pied des grands volcans, de plissements très prononcés dans les couches tertiaires<sup>1</sup>. A Madoera, on a découvert le prolongement des micaschistes de Java, surmontés comme dans cette île par des sédiments marins tertiaires. Seule la ligne des volcans indique la continuation de

K. Martin, *Die versteinierungsführenden Sedimente Timors nach Sammlungen von Reinwardt, Macklot und Schneider* (Samml. Geol. Reichsmus. Leiden, I, 1881-83, p. 1-64, pl. I-III); A. Wichmann, *Gesteine von Timor* (Ibid., II, 1882, p. 1-172, 4 pl.). [A. Rothpletz, *Die Perm-, Trias- und Jura-formation auf Timor und Rotli* (Palaontographica, XXXIX, 1892, p. 57-106; reprod. Jaarb. v. h. Mijnwezen in Nederl. O.-Ind., XXIII, 1894, wetensch. ged., p. 5-98, 4 carte, 6 pl.). Cette dernière contribution établit l'existence dans les îles de Timor et Rotli, outre le Permien (Calcaire carbonifère de Beyrich), du Trias marin de type alpin: sur sept espèces de *Monotis* et *Halobia*, six se rencontrent également dans le Trias supérieur des Alpes Orientales. Dans le Trias de Nouvelle-Calédonie et de Nouvelle-Zélande, on ne retrouve plus ces espèces méditerranéennes. L'extension de la mer triasique d'Europe et de l'Himalaya jusqu'à Timor est un fait d'une grande portée, au point de vue paléogéographique.]

1. R. D. M. Verbeek, *Over de Dikte der tertiaire Afzettingen op Java* (Verh. k. Akad. Wet. Amsterdam, XXIII, 1883, D, 41 p., 3 pl.). [Voir les coupes jointes à la *Description géologique de Java et de Madoura*, par R. D. M. Verbeek et R. Fennema, 2 vol. in-8°, Amsterdam, 1896, Atlas in-fol.; R. D. M. Verbeek, *Overzicht der op Java voorkomende Formatie's* (K. Akad. Wetensch. Amsterdam, 1897, p. 384-385); *Kort geologisch Overzicht van Java* (Tijdschr. K. Nederl. Aardrijksk. Gen., 1897, p. 15-28); *Die Geologie von Java* (Petermanns Mitteil., XLIV, 1898, p. 25-33, pl. 3, carte); J. Früh, *Morphologie von Java nach Verbeek und Fennema* (Globus LXXII, 1897, Nr. 11). On sait aujourd'hui que les « schistes anciens » et les serpentines de Java sont, non pas paléozoïques, mais crétacés. Il n'existe de

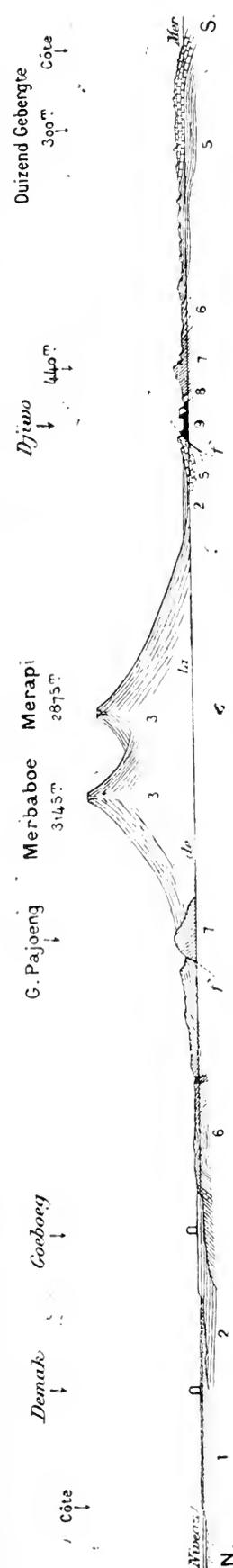


FIG. 51. — Coupe schématique des volcans de Java, d'après Verbeek (Petermanns Mitteilungen, XLIV, 1898, pl. 3).  
 1. Terrain moderne; 2. Terrain quaternaire; 3. Volcans modernes; 4. Terrain Néogène; 5. Calcaires; 6. Marnes, grès, etc.; 7. Brèches, etc. — 8. Éocène. — 9. Crétacé; schistes, serpentine, diabase. — f. f. Failles. — Échelle des hauteurs = 1 : 250 000. Échelle des longueurs = 1 : 1 000 000.

l'arc par Bali, Soembawa et Flores <sup>1</sup>. Comme à Java et à Madoera, des sédiments tertiaires jouent un rôle important dans la structure de ces îles. Riedel a décrit les bords de la *mer de Banda*. De ses descriptions, il faut retenir avant tout le fait important que les îles de Roma, Dammer, Teon, Nila et Saroea forment une longue chaîne continue de volcans encore actifs; l'île volcanique de Tioor, la plus méridionale du groupe de Watoe Bella (au S. de l'archipel de Goram), doit être sans doute regardée comme appartenant à la même série; sa dernière éruption a eu lieu en 1659 <sup>2</sup>. Ces six îles volcaniques sont dans le prolongement exact de la grande zone de volcans qui, à partir de Java, se recourbe en arc de cercle, et conduisent cet arc jusqu'au voisinage immédiat de la Nouvelle-Guinée. Leur alignement est d'autant plus remarquable qu'à l'extérieur on n'observe de phénomènes volcaniques qu'en un seul point, sur la côte orientale de l'île Moa.

Une série de couches du Tertiaire moyen, composées de grès, de marnes et de calcaires, forment une grande partie des îles situées en avant de la chaîne volcanique. Ces couches constituent Leti et Moa, tandis que l'île de Lakor qui vient ensuite est une construction corallienne récente. Le groupe de Loeang-Sermata est également du Tertiaire moyen, ainsi que le groupe de Babber, où l'on signale cependant aussi des calcaires mésozoïques, probablement jurassiques. Le groupe de Tenimber ou Timorlaut consiste presque exclusivement en calcaire corallien peu élevé au-dessus de la mer; toutefois dans le Sud-Est de Jamdena, la grande île du groupe, on voit aussi du Tertiaire récent. Dans le groupe de Kei <sup>3</sup>, la grande

roches pré-carbonifères qu'aux îles Karimoendjawa, alignées dans le prolongement de la chaîne Malacca-Bangka, au nord de Java; voir R. D. M. Verbeek, *Geologische Beschrijving van Bangka en Billiton* (Jaarb. v. h. Mijnw. in Ned. O.-I., XXVI, 1897, p. 1-272, pl. I-IV, et atlas de 9 pl.).]

[1. Sur Flores et ses volcans, voir A. Wichmann, *Bericht über eine im Jahre 1888-89 ausgeführte Reise nach dem Indischen Archipel* (Tijdschr. k. Nederl. Aardrijksk. Gen., 2<sup>e</sup> Ser., VIII, 1891, p. 92-197, pl. 3-11, carte).]

[2. A. Wichmann a montré que la courbe des volcans, à partir de l'île Seroea, tourne au N., puis au N.W. et atteint les îles Banda; Tioor appartient à une seconde courbe, concentrique à la première, et représentant une véritable chaîne à demi submergée, où les roches cristallines dominent; elle s'étend de Kisser à Ceram et à Boeroe; enfin une dernière zone, plus extérieure, sur laquelle les données géologiques font défaut, paraît commencer à l'E. de Celebes, comprendre les îles Soela, Obi, Misool, une partie de la côte de la Nouvelle-Guinée et se terminer au S.E. dans les îles Aroe (A. Wichmann, *Gesteine von Timor, etc.*, Jaarb. v. h. Mijnw. in Nederl. O.-Ind., XVI, 1887, Wetensch. 1<sup>ste</sup> ged., p. 104-122, carte, pl. V; Sammlg. d. geol. Reichsmuseums in Leiden, Ser. I, Bd. II, 1887, p. 183-201, carte, pl. V).]

[3. K. Martin, *Die Kei-Inseln und ihr Verhältniss zur australisch-asiatischen Grenzlinie* (Tijdschr. v. h. k. Nederl. Aardrijksk. Gen., 2<sup>e</sup> Ser., VII, 1890, p. 240-280).]

île de Nuhjuut est du Tertiaire moyen; elle s'élève vers le nord à 400-500 mètres. Le groupe principal d'Aroc est un plateau calcaire récent, découpé par des canaux d'eau salée, larges de 25 à 800 mètres, qui traversent l'île d'une côte à l'autre; dans le Sud-Est, le Tertiaire récent s'y élève jusqu'à 50 mètres<sup>1</sup>. Il ressort nettement des informations publiées par Martin que ces dépôts tertiaires sont une continuation de ceux de la Nouvelle-Guinée.

Au nord-est de Timor, les deux îles d'Ectar (ou Wetter) et de Kisser (haute de 1200 mètres) se composent de roches anciennes et peut-être en partie aussi de roches mésozoïques. Des roches anciennes, associées çà et là, paraît-il, à des calcaires paléozoïques ou mésozoïques, forment également la haute chaîne qui, de Boeroe<sup>2</sup> (2500 mètres) par Serang (ou Ceram<sup>3</sup>, 2500 mètres également) s'étend jusqu'à l'archipel de Seranglaut et de Goram. Des dépôts tertiaires moyens bordent cette chaîne et constituent l'île d'Amboine<sup>4</sup>. De même que dans la vallée de l'Iraouaddi, aux Nicobar, à Sumatra et à Java, on connaît sur la côte orientale de Serang des sources de pétrole<sup>5</sup>.

La série tertiaire moyenne, dont certaines subdivisions sont

1. J. G. F. Riedel, *De Sluik- en Kroesharige Rassen tusschen Selebes en Papua*, gr. in-8°, s'Gravenhage, 1886, carte. On trouve une carte d'Aroc dans les *Verhandl. Ges. f. Erdkunde*, Berlin, XII, 1885, Taf. 1.

[2. On a signalé à Boeroe des cailloux roulés contenant des Bélemnites et des Aptychus; K. Martin, *Ueber seine Reise in den Molukken* (*Verhandl. Ges. f. Erdkunde*, Berlin, XXI, 1894, p. 507).]

[3. Sur la présence du terrain crétacé à Ceram, voir K. Martin, *Ein Ichthyosaurus von Ceram* (*Jaarb. v. h. Mijnw. in Nederl. O.-Ind.*, XVII, 1888, Wetensch. ged., p. 3-18, 1 pl.; *Sammlg. d. Geol. Reichsmus. in Leiden*, Ser. I, Bd. IV, 1888, p. 70-86, pl. X).]

[4. La presque île sud d'Amboine est formée surtout de granite, associé à des gneiss, péridotites, diabases et sédiments anciens d'âge indéterminé; K. Martin, *Reisen in den Molukken, in Ambon, den Uliassern, Seran (Ceram) und Buru, Geologischer Theil*, gr. in-8°, cartes, Leiden, 1897. Voir aussi J. L. C. Schroeder van der Kolk, *Mikroskopische Studien über Gesteine aus den Molukken*, 1. *Gesteine von Ambon und den Uliassern* (*Sammlg. d. geol. Reichsmuseums in Leiden*, Ser. I, Bd. V, 1896, p. 70-126; *Jaarb. v. h. Mijnw. in Nederl. O.-Ind.*, XXIV, 1895, wetensch. ged., p. 1-57; *Neues Jahrb. f. Min.*, 1896, I, p. 152). D'après Verbeek, l'existence du Trias marin à Amboine est probable, et des roches éruptives crétacées, de la famille des norites, acquièrent dans cette île un grand développement; R. D. M. Verbeek, *Kort verslag over de Aardbeving te Ambon op 6 Januari 1898*, in-8°, 46 p., 5 pl. Batavia, 1899; *Over de Geologie van Ambon* (*Verhand. k. Akad. Wetensch. Amsterdam*, 2<sup>de</sup> Sect., VI, 1899, n° 7, 26 p., 1 pl.). Le Wawani, qui a longtemps passé pour avoir eu une éruption en 1674 (K. Martin, ouvr. cité, p. 49), ne serait pas, en réalité, un volcan actif; A. Wichmann, *Der Wawani auf Amboina und seine angeblichen Ausbrüche* (*Tijdschr. K. Nederl. Aardrijksk. Gen.*, 2<sup>e</sup> Ser., XV, 1898, p. 1-20, 200-218; XVI, 1899, p. 109-142, carte II : volcans des Moluques); B. Kotô ne voit de même, dans la catastrophe du xviii<sup>e</sup> siècle, qu'un phénomène sismique (*Mém. cité*, p. 96, 97).]

5. Riedel, Ouvr. cité, p. 86. Sur le pétrole de la côte orientale de Sumatra, voir Everwijn, *Jaarb. Mijnw. v.*, V, p. 186; [et G. P. A. Renaud en R. Fennema, *Onderzoek naar Petroleum in Beneden-Langkak, Oostkust van Sumatra* (*Ibid.*, XIX, 1890, Techn. en ad-

caractérisées par des couches de houille<sup>1</sup> ou par des Nummulites, des Orbitoïdes, des Lithotamnies spéciales et par le genre *Cycloclypeus*, est attribuée par Verbeek en partie à l'Eocène, tandis que Martin la regarde comme miocène. Martin a fait connaître le calcaire tertiaire à Amboine, Boeton, Madoera, et montré qu'il présente une grande extension à Bornéo<sup>2</sup>.

On ne peut nier que la rangée volcanique qui va de Roma à Tioor n'ait une grande ressemblance avec l'arc volcanique du versant interne des Petites Antilles<sup>3</sup>. Les îles tertiaires et les plateaux calcaires récents correspondraient alors à l'arc extérieur de la région caraïbe. La mer de Banda jouerait le rôle de la mer des Antilles et la mer des Alfourous, occupant l'avant-pays, celui du golfe

ministr. 2. ged., p. 1-91. 2 cartes)]; du Nord de Sumatra, *ibid.*, IV, a, p. 15-33 et 188; de Soerabaja. *ibid.*, IV, b, p. 188 et *passim*. [Sur le pétrole de Java, voir Verbeek et Fennema, *Ouvr. cité*, p. 1042-1043; sur le pétrole de la vallée de l'Iraouaddi, voir F. Noetling, *The Occurrence of Petroleum in Burma, and its technical Exploitation* (Mem. Geol. Survey of India, XXVII, pt. 2, 226 p., 17 pl., 1897).]

[1. Sur les charbons tertiaires de l'Archipel Malais, voir J. A. Hooze, *Overzicht der voornaamste kolenterreinen van den Nederlandsch Indischen Archipel* (Tijdschr. K. Nederl. Aardrijksk. Gen., 2. Ser., IX, 1892, p. 129-160); J. A. Hooze, R. A. Eekhout, and R. A. van Sandick, *The Coalfields of Malaysia* (Trans. Fed. Inst. Mining Engin., London, 1891); A.-A. Fauvel, *Les combustibles minéraux de l'Insulinde* (Revue des Questions Scientifiques, Bruxelles, Juillet 1893, 68 p.).]

2. K. Martin, *Die wichtigsten Daten unsern geologischen Kenntniss vom Niederländisch-Ostindischen Archipel* (Bijdrag tot de Taal-, Land- en Volkenkunde van Nederl.-Indië; uitgeg. vanw. het kon. Inst., etc. ter Gelegenh. van het VI. internat. Congress d. Orientalist. te Leiden, in-8°, 's-Gravenhage, 1883, p. 17-34. Voir aussi Dr. Schneider, *Geologische Uebersicht über den holländisch-ostindischen Archipel* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXVI, 1876, p. 113-134, cartes). Pour les terrains tertiaires, voir surtout K. Martin, *Neue Fundpunkte von Tertiäre-Gesteinen im indischen Archipel, nach Sammlungen von Horner, Korhals, Macklot, Müller, und Reinwardt* (Samml. Geol. Reichsmus. in Leiden, I, 1881-83, p. 131-179). Voir aussi Aug. Böhm, *Ueber einige Tertiäre Fossilien von der Insel Madura* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XLV, 1882, p. 359-372, 4 pl.). Pour la question de l'âge de ces dépôts, je renvoie à Verbeek, Böttger, Geyler und C. v. Fritsch, *Die Eocänformation von Borneo und ihre Versteinerungen* (Palacontographica, Suppl. III, Heft 1, 1875); R. D. M. Verbeek, O. Boettger und K. von Fritsch, *Die Tertiärformation von Sumatra und ihre Thierreste* (*Ibid.*, Suppl. III, Hefte 8-11, 1880). [Voir aussi K. Martin, *Paläontologische Ergebnisse von Tiefbohrungen auf Java, nebst allgemeinen Studien über das Tertiär von Java, Timor und einiger anderer Inseln* (Sammlg. d. Geol. Reichsmus. in Leiden, Ser. I, Bd. III, 15 pl., 1883-1887; reprod. Jaarb. v. h. Mijnwez. in Nederl. O.-Indië, 1882-1885 et 1887); R. D. M. Verbeek, *Vorloopig Bericht over Nummulieten, Orbitoiden en Alveolinen van Java en over den onderdom der Gesteenten waarin zij optreden* (Natuurk. Tijdschr. voor Nederl.-Indië, LI, p. 101-138, 1 pl., Batavia, 1891); K. Martin, *Die Fossilien von Java auf Grund einer Sammlung von Dr. R. D. M. Verbeek* (Sammlg., Neue Folge, Bd. I, gr. in-4°, 20 pl., 1893; Jaarb., XXV, 1896, p. 43-328, 20 pl.); K. Martin, *Neues über das Tertiär von Java und die mesozoischen Schichten von West-Borneo* (Sammlg., Ser. I, Bd. V, 1895, p. 23-54; Jaarb., XXIV, 1895, Wetensch. (verv.) ged., p. 85-114); R. D. M. Verbeek et R. Fennema, *Description géologique de Java et de Madoura*, 2 vol. in-8°, 1896, II, p. 931-985 et 1129-1183, 11 pl. de foraminifères.]

[3. Cette analogie a été précisée par A. Wichmann et K. Martin (Mém. cités).]

du Mexique ou de la partie adjacente de l'Océan Atlantique.

Quoiqu'on ait souvent mentionné dans cette région des terrains mésozoïques ou paléozoïques, on n'a cependant jusqu'ici, à ma connaissance, trouvé de fossiles antérieurs à l'époque tertiaire que dans l'île de *Bornéo*.

Nous possédons sur cette grande île une carte géologique dressée par Schwaner et Gaffron pendant les années 1843-1848 et comprenant les districts du Sud jusqu'au delà de l'Équateur, puis une série de travaux de détail d'ingénieurs des mines hollandais, et une étude d'ensemble, fort instructive, due à K. Martin<sup>1</sup>. Les premiers explorateurs, Horner et Schwaner, avaient déjà reconnu que dans l'intérieur de Bornéo il existe des montagnes formées de granite, de serpentine, de schistes cristallins et autres roches anciennes, disposées de la même manière que les chaînes de hauteurs de Celebes et de Halmahera, mais dont les intervalles sont remplis par des sédiments tertiaires. Martin montre comment Peschel et Wallace sont arrivés, chacun de leur côté, à reconnaître cette homologie des trois îles voisines, homologie que les contours de Bornéo mettent d'ailleurs si mal en évidence<sup>2</sup>.

Outre cette transgression tertiaire, Verbeek a fait connaître récemment à Bornéo des dépôts marins fossilifères appartenant au Crétacé, sur le Seberoeang, affluent du Kapoeas, qui débouche sur la côte occidentale. Parmi les fossiles recueillis par Van Schelle, Geinitz en a reconnu qui se rapprochent tellement de la *Vola quadricostata*, de la *Trigonia limbata*, de la *Goniomya*

1. K. Martin, *von Gaffrons' Geologische Karte von Süd-Borneo* (Samml. Geol., Reichsmus. Leiden, I, 1881-83, p. 179-193, carte; voir aussi même vol., p. 132 et suiv.)

2. Cet état de choses est indiqué d'une façon peut-être trop tranchée par Th. Posewitz, *Unsere geologischen Kenntnisse von Borneo* (Jahrb. K. Ung. Geol. Anst., VI, 1882, p. 135-162, carte). [Voir aussi, du même auteur, *Borneo, Entdeckungen und Untersuchungen, Gegenwärtiger Stand der geologischen Kenntnisse, Verbreitung der nutzbaren Mineralien*, in-8°, xxvii-385 p., 4 cartes, Berlin, 1889; Compte rendu critique par K. Martin, *Neues Jahrb. f. Min.*, 1889, II, p. 316-318; F. H. Hatch, *The Physical Features and Geology of Borneo* (Natural Science, I, 1892, p. 108-116); M. Chaper, *Notes recueillies au cours d'une Exploration dans l'île de Bornéo* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIX, 1890-91, p. 877-882); Th. Posewitz, *Die neueste Durchkreuzung Britisch-Nordborneos* (Petermanns Mitteil., XXXVII, 1891, p. 47); G. A. F. Molengraaf, *Die niederländische Expedition nach Zentral-Borneo in den Jahren 1893 und 1894* (Ibid., XLI, 1895, p. 201-203, pl. 14); G. Schneiders, *Borneo in berg-technischer Beziehung* (Zeitschr. f. prakt. Geol., [II], 1894, p. 233-244); J. W. Retgers, *Mikroskopisch onderzoek eener verzameling gesteenten uit de Afdeeling Martapoera, Zuider- en Ooster Afdeeling van Borneo* (Jaarb. v. h. Mijnw. in Nederl. O.-I., XX, 1891, Wetensch. ged., p. 5-212), et *Mikroskopische beschrijving van gesteenten, afkomstig van de Oostkust van Borneo* (Ibid., XXIV, 1895, Wetensch. ged., p. 78-98; voir aussi *Neues Jahrb. f. Min.*, 1893, I, p. 39-43); A. W. Nieuwenhuis, *Die Durchquerung Borneos durch die niederländische Expedition 1896-97* (Petermanns Mitteil., XLIV, 1898, p. 9-13, pl. 2, carte).]

*designata*, de l'*Hemiaster sublacunosus* et de l'*Hemiaster plebeius*, ainsi que de quelques autres espèces du Crétacé supérieur, qu'il a parallélisé ces dépôts avec le Sénonien supérieur<sup>1</sup>.

Tenison-Woods regarde les bassins houillers de l'Ouest comme étant, en partie au moins, de même âge que les couches de Newcastle en Australie; pour Labuan, c'est seulement une hypothèse; quant aux gîtes de charbon de Sarawak, on y a signalé *Phyllothea australis* et *Vertebraria*, c'est-à-dire des formes caractéristiques de ces dépôts australiens<sup>2</sup>.

Enfin, il paraît exister des fossiles marins du Dévonien ou du Carbonifère; Van Schelle en mentionne des traces dans la résidence de l'Ouest et Tenison-Woods cite *Fenestella* et *Stenopora* comme provenant d'un calcaire du Nord<sup>3</sup>.

1. R. D. M. Verbeek, *Over het voorkomen van gesteenten der Krijtformatie in de residentie Westerafdeeling van Borneo* (Versl. en Meded. K. Akad. Wet. Amsterdam. Afd. Natuurk., 2. R., XIX, 1884, Med., p. 39-43). Martin considère ces dépôts comme un faciès tropical de la série tertiaire; mais on ne connaît jusqu'ici, dans les dépôts tertiaires de Sumatra et de Java, aucune formation qui soit aussi riche en types habituellement considérés comme crétacés. [Sur la géologie du Sud de l'île, voir J. A. Hooze, *Topografische, geologische, mineralogische en mijnbouwkundige beschrijving van een gedeelte der afdeeling Martapoera, Z. O. Borneo* (Jaarb. v. h. Mijnw. in Nederl. O.-I., XXII, 1893, 431 p., 6 pl., atlas de 14 pl.). — De récentes découvertes paléontologiques ont montré que le terrain crétacé joue un grand rôle à Bornéo; elles permettent de lui rapporter une puissante formation de schistes, considérée jusqu'à présent comme beaucoup plus ancienne; K. Martin, *Ueber das Vorkommen einer Rudisten führenden Formation im südöstlichen Borneo* (Sammlg. d. Geol. Reichsmus. in Leiden, Ser. I, Bd. IV, 1888, p. 117-125, pl. XIII, XIV; Jaarb. v. h. Mijnw. in Nederl. O.-I., XVII, 1888, Wetensch. ged., p. 72-80, 2 pl.); *Die Fauna der Kreideformation von Martapoera* (Sammlg., Ser. I, Bd. IX, 1889, p. 126-197, pl. XV-XXI; Jaarb., XVIII, 1889, Wetensch. ged., p. 3-74, pl. XV-XXI); *Versteinerungen der sogenannten alten Schieferformation von West-Borneo* (Sammlg., Ser. I, Bd. IV, 1889, p. 198-208, pl. XXII, XXIII; Jaarb., XVIII, 1889, Wetensch. 2de ged., p. 75-84, pl. XXII, XXIII). D'autre part, on a signalé également à Bornéo le terrain jurassique, représenté par un *Harporceras* et d'autres fossiles: Fr. Vogel, *Mollusken aus dem Jura von Borneo* (Sammlg., Ser. I, Bd. V, 1896, p. 127-153, pl. IX, X; Jaarb., XXV, 1896, 1de ged., p. 1-27, 2 pl.); P. G. Krause, *Ueber Lias von Borneo* (Sammlg., Ser. I, Bd. V, 1896, p. 154-168, pl. XI; Jaarb., XXV, 1896, 1de ged., p. 28-42, 1 pl.); *Ueber tertiäre, cretaceische und ältere Ablagerungen aus West-Borneo* (Samml., Ser. I, Bd. V, Heft 4, 1897, p. 169-220, pl. XII, XIII); R. B. Newton, *On a Jurassic Lamellibranch from Serawak, Borneo* (Geol. Mag., Dec. 4, IV, 1897, p. 407-415); K. Martin, *Notiz über den Lias von Borneo* (Sammlg., Ser. I, Bd. V, Heft 5, 1898, p. 263-256; Jaarb., XXVII, 1898, Wetensch. ged., Verh., p. 33-36). Le Crétacé est recouvert à son tour par une formation saumâtre, dont la faune a un cachet plus récent que celle du Laramie et des *Intertrappean beds* de l'Inde; K. Martin, *Die Fauna der Melawigruppe, einer tertiären (eocänen?) Brakwasser-Ablagerung aus dem Innern von Borneo* (Jaarb., XXVII, 1898, Wetensch. ged., Verh., p. 37-95, pl. XV, XVI; Sammlg., Ser. I, Bd. V, Heft 6, p. 257-324, 2 pl.)]

2. J. E. Tenison-Woods, *The Borneo Coal-Fields* (Nature, XXXI, 1885, p. 583-584). Voir aussi J. Motley, *On the Geology of Labuan* (Quart. Journ. Geol. Soc., IX, 1853, p. 54-57).

3. C. J. van Schelle, *Mededeeling omtrent de geologisch-mijnbouwkundige opening van een gedeelte der residentie Westerafdeeling van Borneo* (Jaarb. v. h. Mijnw. in Nederl. O.-I., XIII, 1884, 2. ged., 1 carte; extr. Petermanns Mitteil., XXXI, 1885,

5. **Cochinchine, Tonkin.** — Les travaux des explorateurs français ont notablement étendu, dans ces derniers temps, nos connaissances sur la géologie de l'Indo-Chine. L'audacieuse expédition de Francis Garnier a été suivie des travaux de Ratte et de Petiton dans la Basse-Cochinchine et le Cambodge, de ceux d'Edm. Fuchs dans la même région, sur la côte de l'Annam et au Tonkin, enfin des communications de Jourdy sur l'Est du Tonkin<sup>1</sup>. Quoique beaucoup de questions restent ouvertes, on peut cependant de toutes ces recherches dégager dès à présent ce qui suit :

De même qu'à Bornéo, où les roches éruptives récentes n'ont qu'une très faible extension, et quoique les côtes orientales et méridionales de l'Indo-Chine soient entourées de quelques affleurements de ce genre, on n'en a signalé jusqu'ici, sur le continent même, qu'en un seul point, tout près de la côte sud. C'est un piton basaltique situé au sud de Bien-Hoa. La petite île du Tigre, sur la côte orientale (au nord de 17° de lat. N.) se compose de trachyte; on connaît également du trachyte à Poulo-Condor et à Poulo-Ouai, à l'est et à l'ouest de l'extrémité méridionale de la Cochinchine.

Mais une partie de Poulo-Condor se compose de granulite; c'est l'amorce des nombreux gisements de granulite qui s'élèvent au cap Saint-Jacques et dans les environs de Baria. Ils sont accompagnés de diorite et se relie vers le nord à des massifs très étendus de roches schisteuses anciennes. Ces gisements sporadiques de roches anciennes qui s'avancent jusqu'au cap Saint-Jacques doivent être regardés, avec Poulo-Condor, comme l'extrémité sud de la longue chaîne de hauteurs qui, du plateau granitique du Laos, descend le long de la côte orientale d'Annam<sup>2</sup>.

p. 320; J. E. Tenison-Woods, *The Geology of Malaysia, Southern China, etc.* (Nature, XXXIII, 1885-86, p. 232). A. Hart Everett mentionne un calcaire à Encrines dans le N.E. et le N.W. de Bornéo, mais sans en indiquer exactement l'âge (*Report on the Exploration of the Caves of Borneo*, Proc. Royal Soc., XXX, 1880, p. 310-321).

1. F. Ratte, *Notes sur l'Indo-Chine* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., IV, 1875-76, p. 509-522); Petiton, *Esquisse géologique de la Cochinchine française, du Cambodge (province de Pursat) et de Siam (province de Battambang)*, Ibid., 3<sup>e</sup> sér., XI, 1882-83, p. 384-399, carte, pl. VIII; Edm. Fuchs et E. Saladin, *Mémoire sur l'exploration des gîtes de combustible et de quelques-uns des gîtes métallifères de l'Indo-Chine* (Annales des Mines, 8<sup>e</sup> sér., II, 1882, p. 185-298, carte, pl. VI); E. Jourdy, *Sur la Géologie de l'Est du Tonkin* (C. R. Acad. Sc., CII, 1886, p. 937-939, et Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIV, 1885-86, p. 14-20, pl. I-II); *Note complémentaire* (Ibid., p. 445-453).

[2. Des roches analogues constituent plus au sud l'archipel Natouena, servant de jonction, sur le plateau continental, avec la côte W. de Bornéo; P. G. Krause, *Verzeichniss einer Sammlung von Mineralien und Gesteinen aus Bunguran (Gross-Natuna) und Sededap im Natuna-Archipel* (Jaarb. v. h. Mijnw. in Nederl. O.-I., XXVII, 1898, Wetensch. ged., Verhand., p. 1-16; Sammlg. Geol. Reichsmus. in Leiden, Ser. I, Bd. V, Heft 5, p. 221-256). — Sur l'ensemble des îles comprises entre la péninsule de Malacca

Mais parlons d'abord du delta du Mékong<sup>1</sup>.

Les hauteurs granulitiques de Baria se continuent vers le N.W. jusqu'à Bien-Hoa. Plus loin au N.W. émerge des alluvions une crête de grès tendre : c'est le premier lambeau d'une couverture gréseuse dont les restes reparaissent au nord, surmontant les couches de charbon du Rhétien; à l'ouest de la crête gréseuse se dresse, à Tay-Ninh, une nouvelle montagne granulitique. A l'occident du grand fleuve, entre Chaudoc et Rach Gia, on retrouve encore une fois des hauteurs granulitiques et granitiques, accompagnées du même grès; et au N.W. de ce groupe le Cambodge occidental, aussi loin qu'on le connaît jusqu'ici, est formé sur une grande étendue de grès tendre, reposant sur des couches redressées de calcaire que l'on attribue au Calcaire carbonifère. La grande île de Phu-Quoc est formée aussi par ce même grès, et au N. de l'île le grès constitue la montagne de l'Éléphant.

Ces hauteurs, et notamment les crêtes et les montagnes granulitiques comprises entre Baria et Bien-Hoa, celles de Tay-Ninh, et, de l'autre côté du Mékong, celles de Chaudoc, forment une ceinture incomplète au large domaine des alluvions; ou plutôt on doit les regarder comme d'anciennes îles ou presqu'îles, reliées par ces dépôts d'atterrissement qui constituent tout le reste du pays jusqu'à la pointe extrême vers le sud. Le rôle joué par les grands lacs intérieurs du Cambodge dans ce progrès de la terre ferme est très particulier. Fuchs a fort bien décrit le phénomène. La mer couvrait jadis la région sur laquelle s'étendent aujourd'hui les alluvions du Mékong. L'embouchure du fleuve se trouvait alors bien loin à l'est des grands lacs, dans le voisinage de la région actuelle de Pnom Baché; les hauteurs de la province actuelle de Compong-Soai, formées de roches granitiques et de porphyres quartzifères, séparaient de l'embouchure les grands lacs, qui étaient alors la partie septentrionale d'un golfe pénétrant profondément dans les terres. Puis les alluvions du fleuve, en s'avancant vers le large, ont isolé cette partie du golfe de la mer ouverte. La rivière Tonlé-Sap, qui débouche aujourd'hui à Pnom Penh dans le Mékong et établit la communication avec les lacs, a si peu de pente que, pendant une partie de l'année, elle porte au nord les hautes eaux du Mékong vers les lacs, et pendant l'autre partie de l'année emmène au sud

et Bornéo, voir A. L. van Hasselt et H. J. E. F. Schwartz, *De Poelau Toedjoeh in het zuidelijk gedeelte der Chineesche Zee* (Tijdschr. k. Nederl. Aardrijksk. Gen., 2. Ser., XV, 1898, p. 21 et suiv., cartes et photogr.)]

[1. Voir A. Petiton, *Géologie de l'Indo-Chine*, in-8°, 353 p. et atlas de 8 cartes et pl. Paris, 1895 (n'offre d'intérêt qu'au point de vue pétrographique, p. 221-345, pl. VI-VIII.)]

le trop-plein des lacs vers le Mékong. Le sens de l'écoulement est renversé aussitôt que le Mékong dépasse à Pnom Penh 7-8 mètres au-dessus du niveau moyen de l'étiage; or le fleuve monte chaque année à 12-14 mètres au-dessus de ce niveau<sup>1</sup>.

Les renseignements dont nous disposons sur l'Annam sont très maigres. Nous savons qu'une crête de hauteurs granitiques suit la côte; qu'à sa lisière orientale, sur la rivière de Tourane, dans le voisinage de Hué, affleurent des schistes anciens, et qu'on trouve au même point des dépôts de charbon qui, vraisemblablement, sont du même âge que ceux du Tonkin<sup>2</sup>.

La plaine du Tonkin est beaucoup mieux connue<sup>3</sup>. Des schistes tendres, peu fossilifères, sont attribués au Dévonien; mais cette détermination est encore incertaine. La formation la plus remarquable consiste en un calcaire dur, marmoréen, qui fait saillie en rochers abrupts sur une foule de points du delta; au large, il forme d'innombrables récifs ou îlots. Jourdy y a trouvé des fossiles du Calcaire carbonifère<sup>4</sup>. Au-dessus viennent des schistes calcaires intercalés dans des grès, et contenant des mollusques qui, d'après Douvillé, se rapprochent de la *Myophoria Goldfussi* du Keuper<sup>5</sup>;

[1. Sur l'histoire du delta du Mékong et le rôle des grands lacs, consulter les *Études diverses* de la Mission Pavié, *Indo-Chine, 1879-1893*, in-4°, II, Paris, 1898, p. viii, carte.]

[2. Pour des renseignements sur les mines de l'Annam, voir : Lieutenant Debay, *Le pays compris entre Hué, Tourane, Attopeu et Bassac* (Bull. Soc. Géogr. Commerciale, Paris, XVIII, 1896, p. 81-89, 2 cartes); J. M. Bel, *Mission au Laos et en Annam. Géologie des régions parcourues* (C. R. Soc. Géogr., 1897, p. 291-294; 1898, p. 217-219).]

[3. E. Sarran, *Étude sur le bassin houiller du Tonkin, suivie de notes sur les gisements métallifères de l'Annam et du Tonkin*, in-8°, 41 pl., Paris, 1888; et *Le Tonkin au point de vue minier*, 39 p., carte (Bull. des Mines et de l'Industrie, 1893); H. Rémaury, *Le Tonkin et ses ressources houillères* (Mém. Soc. des Ingénieurs civils, Paris, 1890, II, p. 120-159, pl. XIV; extr. Revue Scientifique, XLVI, 1890, p. 593-599, carte géol. de l'île de Kébao; Annuaire Géol. Univ., VII, 1890, p. 785). Voir aussi le t. I du présent ouvr., p. 607, note 2.]

[4. Dans l'intérieur du Tonkin, ces calcaires à polypiers, disposés en longues bandes rectilignes ou en chapelets d'îlots, forment le trait saillant du paysage; A. Billet, *Deux ans dans le Haut-Tonkin, Région de Cao-Bang* (Bull. Scientifique de France et de Belgique, XXVIII, 1896, n° 1, 135 et 12 p., 3 cartes, 6 pl., et à part, 326 p., 16 pl., Paris, 1898); *Le Haut-Tonkin, Région de Cao-Bang* (Annales de Géogr., VI, 1897, p. 431-449, pl. XII : carte). On les retrouve plus au nord, dans le Koci-Tchéou et jusque dans le Sud du Hou-Nan; E. Rocher, *Notes de Voyage en Chine Centrale* (Bull. Soc. Géogr. Commerciale, Paris, XX, 1898, p. 317-328 et 463-513, carte).]

[5. Ces schistes, signalés par Jourdy en 1885 (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3° sér., XIV, p. 14) comme ayant une grande extension entre les deux bandes de Calcaire carbonifère de Bac-lé et de la baie d'Along, doivent être rapportés au Trias. Sur la découverte de fossiles dans le Trias marin des environs de Lang-son, voir Douvillé, *Ibid.*, 3° sér., XXIV, 1896, p. 454 et 877; C. Diener, *Note sur deux espèces d'Ammonites triasiques du Tonkin* (*Ibid.*, p. 882-886). La découverte du Trias supérieur pélagique au Tonkin est d'une haute importance, car c'est par le Tonkin que la « Méditerranée centrale » mésozoïque de Neumayr a dû communiquer avec le Pacifique. Le Trias du Tonkin occupe une position intermédiaire entre les dépôts triasiques de l'Himalaya et ceux du Japon et de Timor.]

j'aurai bientôt à mentionner des Myophories analogues rapportées par Lóczy de Tchoung-tien, dans le Yun-Nan<sup>1</sup>. Puis viennent des grès et des schistes, qui forment la série des couches houillères du Tonkin. Zeiller en a examiné la flore et est arrivé à ce résultat remarquable que dix à douze espèces de plantes correspondent à celles de l'étage rhétien d'Europe, tandis qu'un nombre d'espèces à peu près équivalent est connu dans l'Inde, soit dans les couches les plus élevées du Gondwana inférieur, soit à la base du Gondwana supérieur. Le nombre des espèces nouvelles est relativement faible<sup>2</sup>.

Cet ensemble de couches forme une série de plis qui se dirigent du S.W. au N.E.; ces plis vont jusqu'à la mer, et Jourdy relève leur continuation dans Haï-nan, fait sur lequel je n'ai pas de renseignements. En outre, d'après le même observateur, ce système de plis orientés N.E. est traversé par des cassures qui le recoupent à angle droit et sont dirigées du N.W. au S.E.<sup>3</sup>.

On ne connaît pas encore dans ces régions de dépôts plus récents que les couches rhétiennes.

**6. Les Philippines.** — Les observations sur *Celebes* et *Halma-hera* dont j'ai connaissance ne suffisent pas pour autoriser même de simples hypothèses sur leur constitution. On sait seulement qu'il y existe des roches anciennes, telles que du granite et des schistes,

[1. Tchoung-tien est la seule localité où le Trias ait été découvert entre la province de Kumaon (Himalaya central) et la haute vallée de la Rivière-Noire au Tonkin. La faune y rappelle les caractères du Trias germanique (Lóczy, *Die wissenschaftliche Ergebnisse der Reise des Grafen Béla Széchenyi in Ostasien 1877-80*, in-4°, Wien, 1893, p. 738; voir le présent ouvrage, I, p. 606, note 2).]

2. R. Zeiller, *Examen de la flore fossile des couches de charbon du Tong-King* (Annales des Mines, 8<sup>e</sup> sér., II, 1882, p. 299-352, pl. X-XII); voir aussi Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XI, 1882-83, p. 456-461, et XIV, 1885-86, p. 454-463, pl. XXIV-XXV [et p. 575-581]. Certaines couches de houille du Tonkin paraissent être beaucoup plus jeunes, crétacées ou tertiaires; Zeiller, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXI, 1893, p. cxxxv.]

[3. Plus au nord, vers la frontière chinoise, la direction des plis est au contraire N.W.-S.E. (A. Billet, Mém. cités); il paraît en être de même au Nord-Ouest (J. Le Dantec, *La Rivière Noire*, Annales de Géogr., I, 1891-92, p. 176-185, carte), comme l'indique d'ailleurs le parallélisme remarquable des cours d'eau de cette région. — Des gneiss et des schistes cristallins sont signalés sur la Rivière Noire; aux environs de Cao-Bang, il existe également des schistes micacés et des schistes amphiboliques « se rapprochant de ceux que l'on trouve dans le Précambrien de France ou le Huronien d'Amérique » (Ch. Barrois, dans Billet, Mém. cité, p. 436). Dans le Sud du Yun-Nan, la Mission Lyonnaise a rencontré de même des micaschistes et schistes à séricite, et « les montagnes qui dominent Man-hao sont constituées par des gneiss » (P. Duclos, *Rapport sur les mines*, p. 283). Voir aussi St. Meunier, *Examen de quelques roches recueillies par le prince Henri d'Orléans sur la basse Rivière Noire au Tonkin* (C. R. Acad. Sc., CXV, 1892, p. 564-566 : calcaires probablement mésozoïques, associés à des porphyres, serpentines et ophites).]

et de nombreux volcans modernes, en grande partie encore actifs<sup>1</sup>.

Les renseignements sur les *Philippines* sont beaucoup plus complets, mais ici encore on ne saurait porter dès à présent un jugement définitif sur les traits principaux de la structure. Les Philippines n'ont jusqu'ici fourni aucun débris fossile d'âge paléozoïque ou mésozoïque. Au-dessus d'un ensemble de gneiss, schistes talqueux et serpentines et de gabbros et diabases très développés, on connaît une série sédimentaire qui comprend un horizon calcaire et des couches de charbon en concordance dont l'âge est inconnu; puis des calcaires nummulitiques, un calcaire corallien plus récent, montant jusqu'à l'altitude de 4 000 pieds [1 200 à 1 300 m.] et que j'assimile au calcaire corallien tertiaire moyen des îles Banda et de Bornéo<sup>2</sup>,

[1. A. Wichmann déclare que les prétendues « homologues » entre Celebes et Bornéo n'existent pas, et que les deux îles diffèrent complètement. Les chaînes de Bornéo sont anciennes, tandis que Celebes, loin d'être le « squelette » d'une terre démembrée, doit en partie son relief à des éruptions tertiaires et post-tertiaires. Les ressemblances extérieures entre Celebes et Halmahera seraient dues à ce que dans l'une et l'autre de ces îles se croisent deux systèmes de lignes de fracture (*Die Binnenseen von Celebes*, Petermanns Mitteil., XXXIX, 1893, p. 225). P. et F. Sarasin pensent également que la partie nord de Celebes devait se composer autrefois de plusieurs îles séparées; c'est la dépression Belang-Malobaju qui paraît y marquer la limite occidentale du volcanisme; *Reiseberichte aus Celebes* (Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXIX, 1894, p. 351-400; XXX, 1895, p. 226-234 et 311-352); P. Sarasin, *Erforschung von Celebes* (Verhandl. Ges. f. Erdkunde, XXIII, 1896, p. 337-339). — Sur Celebes, voir aussi C. J. van Schelle, *Opmerkingen over de Geologie van een gedeelte der Afdeeling Gorontalo, Residentie Menado* (Jaarb. v. h. Mijnw. in Nederl. O.-Ind., XVIII, 1889, Wetensch. 2. ged., p. 115-158); A. Wichmann, *Bericht über eine Reise nach dem Indischen Archipel*, I (Tijdschr. k. Nederl. Aardrijksk. Gen., 2. Ser., VII, 1890, p. 921-994, carte, pl. XII); K. Martin, *Zur Geologie von Celebes. Nach Anlass des Wichmann'schen Reiseberichtes* (Ibid., VIII, 1891, p. 180-187); W. F. van Vliet, *De verticale ligging en de geologische bouw van Celebes* (Tijdschr. voor Gesch., Land-en Volkenk., 1893, p. 305-316); A. Wichmann, *Bemerkungen zur Geologie des Posso-Gebiets* (Petermanns Mitteil., XLII, 1896, p. 163-165 : signale l'extension remarquable des schistes cristallins dans la partie centrale de Celebes); H. Bücking, *Beiträge zur Geologie von Celebes* (Petermanns Mitteil., XLV, 1899, p. 249-260, 273-280, pl. 16 : carte géol.). — Sur Halmahera, voir W. Kükenthal, *Ergebnisse einer zoologischen Forschungsreise in den Molukken und Borneo, im Auftrage der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft ausgeführt*, in-4°, Frankfurt, 1896 (compte rendu critique par A. Wichmann, Petermanns Mitteil., XLIII, 1897, Litt.-b. n° 132); A. Wichmann, *Der Ausbruch des Vulkans « Tolo » auf Halmahera* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLIX, 1897, p. 12-159). — Sur les roches volcaniques des Moluques et des Philippines (Goenong Api, Ternate, Camiguin, Cebu, Malanipa), voir A. Renard, *Report on the Rock-Specimens collected on Oceanic Islands (The Voyage of H. M. S. Challenger, Physics and Chemistry, vol. II, 1889, pt. 7)*, p. 153-175, cartes. Voir aussi J. W. Retgers, *Mikroskopisch onderzoek van gesteenten uit Nederlandsch Oost-Indië : Molukken, Celebes* (Jaarb. Mijnw. Nederl. O.-Ind., XXIV, 1895, Wetensch. ged., p. 107-139) : roches massives, schistes cristallins, produits volcaniques. Sur les roches à leucite de la presqu'île sud-ouest de Celebes, voir A. Wichmann, *Natuurk. Tijdschr. v. Nederl. O.-Ind., Batavia*, LIII, 1893, p. 315-331, et *Neues Jahrb. f. Min.*, 1893, II, p. 176; sur les roches de Saleijer, *Tijdschr.*, LIV, 1895, p. 236-268; sur les lherzolites et diabases de l'île Gagi, au S.E. d'Halmahera, *Ibid.*, LVII, 1898, p. 196-220, pl.

[2. K. Martin, *Ueber tertiäre Fossilien von den Philippinen* (Samlg. d. Geol. Reichsmus. in Leiden, Ser. I, Beitr. z. Geol. Ostasiens u. Australiens, V, 1896, p. 52-69).]

enfin des formations marines récentes. A ces sédiments s'associe une série variée de produits volcaniques, qui remontent au moins jusqu'à l'époque nummulitique.

Tous les observateurs sont d'accord sur ce fait, que les terrains anciens doivent être regardés comme formant non un plateau, mais une série de chaînes distinctes, dont des fragments sont d'ailleurs seuls visibles; la mer en masque une grande partie, et une autre partie est recouverte de cendres et de tufs provenant des volcans récents, encore actifs sur un grand nombre de points. Les contours des îles ne correspondent pas partout à la direction des terrains anciens, et ont été modifiés dans une large mesure par l'adjonction des masses volcaniques; il en est ainsi notamment dans la partie méridionale de Luçon.

R. von Drasche, en 1878, dans une description très significative de Luçon, a représenté les Philippines comme constituées par un certain nombre de chaînes qui, dans la partie septentrionale de cette île, sont serrées les unes contre les autres et se dirigent à peu près du nord au sud, tandis qu'au sud et au sud-ouest elles s'écartent en divergeant: « Dans la partie septentrionale et centrale de Luçon domine la direction S.-N.; dans la partie méridionale, les îles rayonnent comme les branches d'un éventail, et l'on remarque une torsion graduelle qui va de N.W.-S.E. à N.E.-S.W., de sorte que les directions observées à Paragua et dans le Sud de Luçon, c'est-à-dire aux deux extrémités opposées de l'éventail, sont perpendiculaires l'une sur l'autre. » Les rayons orientaux sont d'ailleurs plus fortement recourbés vers l'est, et Drasche note leur tendance à s'orienter parallèlement aux contours de la côte d'Annam, de la même manière que la Nouvelle-Zélande et la Nouvelle-Calédonie se moulent sur le tracé de la côte orientale d'Australie<sup>1</sup>.

Les renseignements recueillis plus récemment paraissent con-

1. R. von Drasche, *Fragmente zu einer Geologie der Insel Luzon (Philippinen)*, in-4°, Wien, 1878, p. 3 [et *Einige Worte über den geologischen Bau von Süd-Luzon* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXVI, 1876, Mineral. Mittheil., 3. Heft, p. 157-166, 4 pl., 1 carte).] La plus ancienne description résumée de la géologie des Philippines que je connaisse est celle de l'ingénieur des mines Isid. Sainz de Baranda, *Islas Filipinas*, in-8°, Manila, 1840. En 1873, Roth a cherché à présenter une vue d'ensemble, d'après les collections de Jagor; mais ce tableau très utile ne contient que fort peu de données sur les phénomènes tectoniques; J. Roth, *Ueber die geologische Beschaffenheit der Philippinen* (in F. Jagor, *Reisen in den Philippinen*, in-8°, Berlin, 1873, p. 333-354). [Voir aussi J. Centeno y Garcia, *Abstract of a Memoir on the Earthquakes in the Island of Luzon in 1880*, translated by W. S. Chaplin (Trans. Seismol. Soc. Japan, V, 1882, p. 43-88, 2 cartes, 1 pl.).]

firmer cette manière de voir. Pour mieux saisir la situation des diverses chaînes, il convient de ne pas perdre de vue deux lignes de dépression remarquables que Semper, dès 1869, faisait ressortir dans sa carte d'ensemble de ces îles<sup>1</sup>. La première de ces dépressions longitudinales, qui s'étend dans l'Ouest de Luçon, va du golfe de Lingayen à celui de Manille et isole une chaîne distincte, la Sierra de Zambales. La seconde ligne de dépression se trouve dans la partie orientale de Mindanao, et court, à peine interrompue par une ligne de partage de faible altitude, du golfe de Butuan au nord à celui de Davao au sud. Elle limite également une chaîne de montagnes indépendante, orientée presque N.-S., du cap Surigao au cap Saint-Augustin.

La Sierra de Zambales, dans l'Ouest de Luçon, a été traversée suivant deux routes différentes par von Drasche; elle consiste principalement en gabbros et schistes talqueux avec serpentines; de grandes masses de tuf trachytique recouvrent son versant oriental. L'extrémité méridionale, qui fait saillie dans le golfe de Manille, est d'origine volcanique récente, et il n'y a pas à en tenir compte en cherchant à définir la direction de la chaîne. La dépression séparative est large; Centeno y a trouvé des dépôts marins récents; seul le volcan Arayat s'élève au milieu de la plaine<sup>2</sup>. Il semble que ce soit ce rameau relativement indépendant de la Sierra de Zambales qui se dirige ensuite vers Paragua [Palaouan] en s'infléchissant à travers Lubang et les Calamianes, où Tenison-Woods a trouvé du calcaire ancien<sup>3</sup>. D'après Centeno, l'île de Paragua est formée par une sierra longue et continue. Cet arc Zambales-Paragua, le plus occidental de la virgation, affecte un tracé qui correspond avec une remarquable netteté à celui de la côte d'Annam.

Dans la partie septentrionale de Luçon, deux grandes Cordillères, séparées par le Rio Grande de Cagayan, s'étendent jusqu'à la latitude du golfe de Lingayen, puis se réunissent et suivent à une certaine distance la côte orientale. Plus au sud, les montagnes sont très morcelées et recouvertes de masses volcaniques étendues; cependant la direction S.S.E. est clairement marquée par une longue traînée de calcaire nummulitique intercalé dans les tufs trachytiques, traînée que l'on peut suivre depuis la province de

1. C. Semper, *Die Philippinen und ihre Bewohner; sechs Skizzen*, in-8°, Würzburg, 1869.

2. J. Centeno, *Memoria geológico-minera de las Islas Filipinas* (Bol. Comis. del Mapa Geol. de España, III, 1876, p. 181-234, carte, notamment p. 184).

3. J. E. Tenison-Woods, *Nature*, XXXIII, 1885-86, p. 232.

Bulacan, transversalement à la Laguna, jusqu'au Majayjay. Richthofen a le premier fait connaître sa présence<sup>1</sup>.

Drasche a supposé que les contours de Masbate étaient dus à une bifurcation, ce qui correspondrait à la structure de Porto-Rico dans les Antilles; mais on ne connaît pas la structure de Masbate<sup>2</sup>.

Cebu a été décrite en détail par Abella. Les roches les plus anciennes sont des diorites et des tufs dioritiques; elles y forment deux grands massifs allongés dans le centre et un massif plus petit dans le sud, et sont entourées de couches à Nummulites. Un calcaire plus récent constitue tout le reste de l'île, c'est-à-dire la partie de beaucoup la plus étendue; en quelques points il est horizontal, dans d'autres il est redressé comme les couches nummulitiques. Les lignites de Cebu sont également placés dans ce groupe, qui comprendrait dès lors des dépôts d'âge assez différent. La direction des roches correspond en gros aux contours de l'île, et par conséquent à la direction d'un des rameaux médians de la virgation<sup>3</sup>.

Les couches de charbon reparaissent, d'après les renseignements publiés par Centeno, dans l'île adjacente de Negros, et on en connaît des traces dans la partie ouest de Mindanao, au N. du golfe de Sibaguey. Il est possible qu'une partie de la région occidentale de Mindanao soit le prolongement de Cebu et de l'Isla de Negros.

La chaîne aurifère de Pigholugan, dans l'île de Mindanao, près du golfe de Macajalar, par conséquent à peu près au milieu de la côte nord, est formée, d'après Abella, de quartzites anciens et de schistes argileux, qui se dirigent du N.N.E. au S.S.W.<sup>4</sup>.

La sierra orientale de Mindanao, située au delà des deux golfes de Butuan et de Davao (ou Tagloc), a été visitée par Montano; elle se dirige dans sa partie septentrionale vers le S.S.E., puis tourne droit au Sud; elle se compose de grauwackes, de schistes anciens, calcaire primitif, serpentine, porphyre quartzifère et mélaphyre. Cette chaîne de montagnes doit vraisemblablement être considérée comme la continuation de l'île de Leyte<sup>5</sup>.

1. F. von Richthofen, *Ueber das Vorkommen von Nummulitenformation auf Japan und den Philippinen* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XIV, 1862, p. 357-360).

[2. Sur l'île voisine de Panay, voir E. Abella y Casariego, *Descripcion fisica, geologica y minera en bosquejo de la Isla de Panay*, in-8°, 203 p., 1 pl., 1 carte géol. Manila, 1891.]

3. E. Abella y Casariego, *Rapida Descripcion fisica, geologica [y minera de la Isla de Cebu]* (Bol. Com. Mapa Geol. de España, XIII, 1886, p. 1-187, carte).

4. E. Abella y Casariego, *Memoria acerca los Criaderos auriferos del segundo Distrito del Departamento de Mindanao* (Bol. Com. Mapa Geol. de España, VI, 1879, p. 33-79, cartes, notamment p. 60).

5. J. Montano, *Rapport à M. le Ministre de l'Instruction Publique sur une Mission aux îles Philippines et en Malaisie* (Archives des Missions Scientif., 3<sup>e</sup> sér., XI, 1885, p. 271-479, cartes, notamment p. 271-277).

Plus loin encore vers l'extérieur est une seconde zone de couches à combustibles qui se dirige vers le S.E. et que Centeno a suivie depuis la région de Caramuan, par l'île Butuan et par Sugud dans le Sud de Luçon, jusqu'à l'île de Samar.

Si l'on reporte ces observations sur une carte, on obtient une virgation qui va du S.W. à Paragua jusqu'au S.E. dans la zone des gites de charbon du Sud de Luçon et de l'île Samar. Il n'est pas improbable que l'arc le plus occidental, Zambales-Paragua, se poursuive vers Bornéo. Le fait est beaucoup moins sûr pour la chaîne de l'Ouest de Mindanao avec Basilan; Jolo se compose, d'après Itier, de constructions coralliennes reposant sur des basaltes<sup>1</sup>. Le prolongement de la chaîne orientale de Mindanao vers le sud n'est indiqué que par des volcans; sur la côte occidentale du golfe de Davao, le cône de l'Apo s'élève, d'après Montano, à une altitude de 3143 mètres; il forme le plus haut sommet des Philippines. La zone volcanique doit s'étendre par le Butulan et l'île Sangi jusqu'aux volcans du Nord de Celebes<sup>2</sup>.

On admettait généralement autrefois que, des Moluques, une chaîne de volcans unique, disposée en arc de cercle, se dirigeait au nord à travers les Philippines, mais les faits ne se présentent pas avec cette simplicité. Centeno admet deux chaînes de volcans qui se réuniraient dans le Sud de Mindanao. La chaîne occidentale commence au Buguias, au N. du golfe de Lingayen, et passe par les volcans Arayat et Taal, le Canlaon sur l'Isle de Negros, l'île de Fuego, le volcan de Macaturin à Mindanao et le volcan de Cotabato; cet alignement est appelé « système du Taal ». La chaîne orientale, formant le « système du Majon » (Albay), passe par l'Isaro dans le Sud de Luçon, l'Albay<sup>3</sup>, le Bulusan, les solfatares de Leyte, le volcan de Camiguin qui s'est formé en 1871, au N. de Min-

1. J. Itier, *Extrait d'une description de l'archipel des îles Solo* (Bull. Soc. Géogr. Paris, 3<sup>e</sup> sér., V, 1846, p. 311-319).

2. D'après A. Wichmann, deux séries de volcans partent de Mindanao vers le sud, d'abord parallèles, puis de plus en plus divergentes. L'une se suit du Butulan, par les îles Sarangani et Sangi, jusqu'à Minahassa (nord-est de Celebes); de là elle tourne au sud-ouest par Bolaäng-Mongondo, puis à l'ouest jusqu'au Boliohutu; elle paraît alors abandonner Celebes et se diriger vers le golfe de Tomini par les îles Togeon, qui sont sûrement en partie volcaniques, notamment Binang-Oenang; son tracé ultérieur est inconnu. L'autre fracture part du cap Saint-Augustin de Mindanao, passe par les îles Nanusa et Talaoet, et aboutit à Halmahera, où des volcans s'élèvent à Galela, dans la péninsule du Nord; la série se poursuit sur la côte ouest de l'île, puis, sur une nouvelle direction de la fracture, se placent, alignées N.-S., les îles volcaniques des Moluques: Hiri, Ternate, Mitara, Tidore, Mareh, etc.; A. Wichmann, *Die Binnenseen von Celebes* (Petermanns Mitteil., XXXIX, 1893, p. 227).]

[3. E. Abella y Casariego, *Monografía geológico del Volcan de Albay ó El Mayon* (Trans. Seismol. Soc. of Japan, V, 1882, p. 49-41, carte à 1 : 100 000, 2 pl.).]

danao, l'Apo et le Butulan. C'est dans cette dernière zone qu'il faudrait placer encore les solfatares des montagnes trachytiques de l'île Bilisan, qu'a décrites plus récemment Abella. Ce géologue pense d'ailleurs que le prolongement de cette ligne doit être tracé non par le Camiguin, mais plus à l'est, suivant la direction de l'île de Leyte, continuée vers Mindanao<sup>1</sup>, et la carte géologique du Sud de Luçon par von Drasche montre des épanchements volcaniques si nombreux et si divers qu'il est difficile de trouver dans cette région des lignes maîtresses bien déterminées. Une des directions les plus nettes est celle du S.E. de Luçon, entre l'Isaro et le Bulusan, avec continuation vers Biliran; elle est entièrement dans l'axe de cette branche de la virgation<sup>2</sup>.

Dans l'extrême Nord de Luçon, par environ 18° 10' de lat. N., à l'endroit où commence à se détacher le Cabo del Engaño, se trouve le volcan de Cagua. Au N.W. suivent les îles Babuyanes, qui sont volcaniques, puis les îles Batanes, et enfin la grande île de Formose.

**7. Formose et les îles Riou-Kiou.** — *Formose* est malheureusement encore peu connue; les observations de Swinhoe, Richthofen et Tyzack se limitent à quelques points de la partie septentrionale<sup>3</sup>. La Montagne des Singes ou Takou Chan, sur la côte ouest, a été décrite par Guppy<sup>4</sup>; Kleinwächter a visité la partie sud de Formose<sup>5</sup>. Une chaîne montagneuse importante, qui s'élève jusqu'à 10 000 pieds, d'après d'autres données jusqu'à 12 000 [3 000 à 3 650 m.], traverse la partie orientale de l'île dans la direction du N. ou du N.N.E. La côte orientale est, par endroits, très abrupte, et au voisinage de Chokeday (24° 10' de lat. N.), d'après Richthofen,

1. La dernière description de Montano pourrait d'ailleurs faire douter que le lac de Mainit, dans la presqu'île de Surigao (Nord de Mindanao), soit vraiment un cratère.

2. R. von Drasche place sur cette ligne la série des volcans de Labo, Isaro, Mazara, Albay et Bulusan (Ouvr. cité, p. 72).

3. Rob. Swinhoe, *Notes on the Island of Formosa* (Journ. R. Geogr. Soc., XXXIV, 1864, p. 6-18, carte); F. von Richthofen, *Ueber den Gebirgsbau an der Nordküste von Formosa* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XII, 1860, p. 532-545); D. Tyzack, *Notes on the Coal-Fields and Coal-Mining operations in North Formosa* (Trans. North of Engl. Institute of Mining and Mechan. Engin., Newcastle, XXXIV, 1884-85, p. 67-79, carte, pl. XII); G. A. Lebour, *Notes on some fossils from North Formosa, collected by Mr. D. Tyzack*. (Ibid., p. 81-82). — Arth. Corner mentionne, au voisinage de la montagne des Singes, un fossile paléozoïque, *Monotis Hawni*, mais cette donnée mérite confirmation (*A Journey in the Interior of Formosa*, Proc. R. Geogr. Soc., XIX, 1874-75, p. 515).

4. H. B. Guppy, *Some Notes on the Geology of Takow, Formosa* (Journ. of the N. China Branch R. Asiat. Soc., Shanghai, new ser., XVI, 1881, p. 13-17).

5. G. Kleinwächter, *Researches into the Geology of Formosa* (Journ. of the N. China Branch R. Asiat. Soc., new ser. XVIII, 1884, p. 37-53; carte).

elle tombe à pic d'une hauteur de 6 000-7 000 pieds [2 000 m. environ] dans la mer profonde. Au contraire toute la côte ouest de l'île est basse; les plaines n'y sont interrompues que par des hauteurs isolées, constituées par du calcaire corallien.

Kleinwächter s'est avancé jusqu'aux pentes du Kueilei Chan, le plus haut sommet (environ 9 000 pieds [2 740 m.]) de la moitié méridionale de la chaîne; il a constaté que cette montagne est formée de schistes amphiboliques et de schistes argileux plissés, et aussi de porphyre feldspathique. Les galets de la rivière Tamsui annoncent que, plus au nord, le granite participe également à la constitution de la chaîne. Sur cette chaîne s'appuient vers le sud des grès quartzeux, puis du calcaire corallien, dont se composent les deux promontoires méridionaux de Formose. Le calcaire corallien, comme on l'a déjà vu, forme les collines isolées de la plaine occidentale; on l'attribue généralement au Tertiaire, et il forme aussi l'île de Lambay, située en avant de la côte vers l'ouest. Dans la Montagne des Singes, qui est isolée, un calcaire caverneux à Scutelles, Balanes et coraux s'élève à 1 100 pieds [335 m.] au-dessus de la mer, en couches inclinées de 35°-40° vers l'E. Au nord de l'île, près de la rivière de Kélung, on exploite des couches de charbon du Tertiaire moyen, qui forment un synclinal dont les flancs sont très inclinés; ces couches, de même que celles de la Montagne des Singes, montrent que Formose doit être comptée au nombre des régions qui ont encore subi des plissements à une époque tardive.

A l'embouchure de la rivière Tamsui, Richthofen a trouvé des trachytes et des tufs trachytiques horizontaux. Les puissantes solfatares situées au N.W. de Kélung sortent vraisemblablement aussi de roches trachytiques<sup>1</sup>. Ces trachytes sont les seules roches volcaniques récentes que l'on connaisse à Formose, et les données anciennes sur la présence de volcans actifs dans cette île n'ont pas été confirmées jusqu'ici<sup>2</sup>. Kleinwächter rapporte, il est vrai, qu'à Langehiao, sur la côte plate, on voit souvent des flammes sortir du sol, qui semble avoir subi une sorte de cuisson,

1. La roche est indiquée par plusieurs voyageurs comme étant un porphyre.

[2. A. Kirchhoff les reproduit, et pense que Formose (le Nord de l'île tout au moins) appartient à la grande zone de l'Asie orientale où le volcanisme est encore actif; mais les faits ne sont pas parfaitement établis (*Die Insel Formosa*, Petermanns Mitteil., XLI, 1895, p. 27). Il n'y a rien à tirer, au point de vue géologique, de l'ouvrage d'Imbault-Huart, *L'île Formose*, in-4°, Paris, 1893. Le point culminant de l'île, le Mont Morrison, a été gravi par S. Honda, qui lui attribue 14 350 p. (4 373 m.) d'altitude; contrairement à une assertion souvent répétée, ce sommet n'est pas volcanique, mais formé de schistes argileux et de quartzites (Mitteil. d. Deutschen Ges. f. Natur- u. Völkerkunde Ostasiens, 60. Heft [VI], 1897, p. 469-473.)]

mais il pense qu'elles sont dues aux gaz qui accompagnent le pétrole. Peut-être faut-il interpréter de même le renseignement d'origine chinoise d'après lequel, en 1722, au Chih Chan ou colline des Ananas, près de Takow, on aurait vu sortir de terre des flammes et de la boue. Dans le Nord on connaît effectivement du pétrole à Tangshui, au-dessous de Tamsui. Tous ces points appartiennent à la côte occidentale.

Les *Pescadores*, d'après une communication qu'a bien voulu me faire Edm. Naumann, se composent de couches alternantes de tuf basaltique et de calcaire corallien.

La direction N.-S. de Formose pourrait faire supposer que cette île représente le prolongement de la partie septentrionale de Luçon ; le grand arc des îles *Riou-Kiou*, au contraire, dès son extrémité méridionale, s'écarte notablement de cette direction. Döderlein a reconnu ce fait important que, dans toute la partie septentrionale de cet arc, c'est-à-dire de 25° 30' de lat. N. environ jusqu'à Kiou-Siou, on peut distinguer une rangée insulaire extérieure, tournée vers le Grand Océan, et une rangée intérieure. La rangée extérieure comprend les grandes îles non volcaniques d'Okinawa, Tokunoshima, Amami-Oshima, Yakunoshima et Tanegashima, tandis que la chaîne intérieure est formée d'îles plus petites qui, autant qu'on les connaît, sont d'origine volcanique ; telles sont (peut-être) Kumeshima, puis le volcan Torishima (Sulphur-Island)<sup>1</sup>, puis, probablement, les Linschoten, Erabu, Kose, Yuo, Tageshima, et, se reliant directement à cet arc, le Satsuma-Fujiyama à Kiou-Siou, le volcan Sakurashima, qui forme une île dans le golfe de Kagoshima, le Kiri-shima-yama, enfin le célèbre Aso-yama à Kiou-Siou<sup>2</sup>.

Ainsi se reproduit dans l'arc des Riou-Kiou la disposition que nous avons déjà constatée dans les Antilles, dans les Nicobar et les Andaman et dans les îles Banda<sup>3</sup>, disposition qui ressemble tant à celle des Carpathes et de l'Apennin. Les débris de la Cordillère se dressent du côté externe, les volcans, au contraire, sur le bord interne. En même temps, la pénétration de l'arc dans Kiou-Siou est bien visible, et la partie sud-est de Kiou-Siou apparaît

[1. J. Petersen, *Beiträge zur Petrographie von Sulphur Island, Peel Island, Hachijo and Miyakeshima*, 54 p., 2 pl. (Jahrb. Hamburger Wiss. Anstalten, VIII, 1890).]

2. L. Döderlein, *Die Liu-Kiu Insel Amami-Oshima* (Mittheil. d. Deutsch. Ges. f. Natur- und Völkerkunde Ost-Asiens. Yokohama, [III] XXIV Heft, 1881, p. 103-117, 142-156, carte); voir notamment p. 2. [Voir aussi B. H. Chamberlain, *The Luchu Islands and their Inhabitants* (Geogr. Journ., V, 1895, p. 289-304, carte).]

[3. B. Kotō a récemment insisté sur cette homologie, dans son mémoire : *On the Geologic Structure of the Malayan Archipelago* (Journ. Coll. Sc., Imp. Univ. Tōkyō, XI, 1899, p. 98).]

comme le prolongement de la zone extérieure des Riou-Kiou.

A *Okinawa*, Perry et Jones ont rencontré, au nord de Nafa, des gneiss et des schistes argileux, peut-être aussi des couches à combustibles; le trait le plus frappant dans le paysage est une bande de calcaire fossilifère, haute de 400 à 500 pieds [120 à 150 m.], qui, découpée par l'érosion à la manière des « Karrenfelder », forme des crêtes dentelées et se dirige N. 50° à 60° E. à travers une grande partie de l'île. Le gneiss est fortement plissé<sup>1</sup>.

*Amami-Oshima* est, d'après Döderlein, montagneuse, et se compose de gneiss, de granulite et de schistes cristallins. Des schistes argileux très redressés sont visibles sur la côte orientale.

**8. Japon.** — Le Japon est, avec la Nouvelle-Zélande, l'archipel qui peut le mieux nous renseigner sur la structure des arcs insulaires si remarquables qui entourent l'Océan Pacifique, car ces deux régions sont constituées par les tronçons d'une Cordillère simple; les phénomènes n'y sont pas compliqués par une virgation comme aux Philippines, et le morcellement n'est pas aussi avancé qu'aux îles Banda ou dans l'arc des Riou-Kiou. Par bonheur, nous possédons une description toute récente de la structure du Japon, qui a été tracée par Edm. Naumann après un labeur assidu, poursuivi pendant de longues années avec le concours d'indigènes habiles, et en utilisant un très grand nombre de renseignements nouveaux<sup>2</sup>. En outre, l'auteur a eu la bonté de m'instruire, par lettres

1. M. C. Perry, *Narrative of the Expedition of an American Squadron to the China Seas and Japan* : comp. by F. L. Hawks, in-4°, Washington, 1836, I, p. 184, 311, et G. Jones, *Report on a Geological Exploration of Lew-Chaw* (Ibid., II, p. 53-56); Döderlein, *Mém. cité*, p. 151. Élie de Beaumont mentionne des fossiles recueillis par un missionnaire, le P. Furet, à Nafa, dans l'île d'Okinawa, mais leur âge ne peut pas être regardé comme très sûrement déterminé (C. R. Acad. Sc., XLVIII, 1859, p. 287, et J. Marcou, *Lettres sur les roches du Jura*, in-8°, Paris, 1857-60, p. 269). Le calcaire corallien, à 200 pieds [60 m.] au-dessus du niveau de la mer et loin du rivage, est mentionné par R. H. Brunton, *Notes taken on a Visit to Okinawa Shima, Loochoo* (Trans. Asiat. Soc. Japan, Yokohama, IV, 1876, p. 66-77, notamment p. 72).

2. Edm. Naumann, *Ueber den Bau und die Entstehung der Japanischen Inseln*, in-8°, Berlin, 1885, 91 p.; *Die Erscheinungen des Erdmagnetismus in ihrer Abhängigkeit von der Erdrinde*, in-8°, Stuttgart, 1887, notamment p. 15 et suiv. [et *Die japanische Inselwelt, eine geographisch-geologische Skizze* (Mittheil. k. k. Geogr. Ges. Wien, XXX, 1887, p. 129-138, 201-212, carte géol. et carte tectonique : pl. IV, V; résumé par Emm. de Margerie, *Annuaire Géol. Univ.*, V, 1888, p. 871-878]. *Geological Survey of Japan, Reconnaissance Map, Geology, Division I*, 1886, by Edm. Naumann, assisted by Takao Fujitani, Akira Yamada, Ichitaro Ban and Shogo Nishiyama [*Division II*, 1887; *Division III*, compiled by Dr. Toyokitsi Harada, 1890; *Division IV*, 1894; *Division V*, 1895. Voir aussi E. Naumann und M. Neumayr, *Zur Geologie und Paläontologie von Japan* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, Mathem.-naturw. Cl., LVII, 1890, p. 1-42, 5 pl.); Edm. Naumann, *Neue Beiträge zur Geologie und Geographie Japans*, Gotha, 1893, 45 p., 3 cartes (Petermanns Mitteil., Erg.-heft. Nr. 108); T. Harada, *Die Japanischen Inseln*,

et oralement, de beaucoup de faits inédits, de sorte que ses publications et ses communications, jointes à la description des volcans du Japon par Milne<sup>1</sup> et à la carte déjà ancienne de Yéso par Lyman<sup>2</sup>, m'ont fourni les éléments de ce qui va suivre (fig. 52).

Il est facile de reconnaître dans la configuration du Japon une certaine symétrie. La grande île de Hondo, légèrement recourbée en arc de cercle, est accompagnée, au N.E. comme au S.W., d'une île étendue, Yéso d'une part, Kiou-Siou de l'autre, et chacune de ces îles s'avance un peu plus vers l'Océan que l'extrémité adjacente de Hondo.

Comme nous venons de le voir, l'arc des Riou-Kiou pénètre par le S.S.W. dans l'île de Kiou-Siou, de sorte que quelques-uns des volcans de Kiou-Siou doivent être regardés comme faisant partie de l'arc des Riou-Kiou. En même temps, la partie S.E. de Kiou-Siou forme le prolongement de la zone extérieure de ce même arc insulaire, constituée par des roches anciennes, c'est-à-dire de Okinawa-Shima, Amami-Oshima, etc., et, en fait, cette zone, par l'île Tanegashima, s'avance jusqu'au voisinage immédiat de la côte sud de Kiou-Siou.

De la même manière, l'arc volcanique des Kouriles pénètre du N.E. dans le corps de l'île de Yéso. Le raccordement se fait à Nemoro par la presqu'île qui se détache de la côte N.E. de Yéso, et Milne mentionne dans la partie orientale de Yéso quatre volcans, dont deux actifs, qui font partie de la zone des Kouriles<sup>3</sup>.

*eine topographisch-geologische Uebersicht*, I. Lieferung, in-8°, 128 p., 5 cartes, Berlin, 1890 (Herausg. v. d. k. Japanischen Geol. Reichsanstalt.). Une première esquisse de carte géologique à petite échelle se trouve dans J. G. H. Godfrey, *Notes on the Geology of Japan* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIV, 1878, p. 542-555). [Sur l'activité du Service officiel, voir : *Imperial Geological Survey of Japan, with a Catalogue of Articles and Analytical Results of the Specimens of Soils exhibited at the Seventh International Geological Congress, St. Petersburg*. In-8°, 47 — 28 p., 3 cartes, Tokyo, 1897.]

1. J. Milne, *The Volcanoes of Japan* (Trans. Seismol. Soc. Japan, Yokohama, IX, pt. 2, 1886, 184 p., cartes et pl.). [Voir aussi les Rapports annuels du même auteur : *On the Earthquake and Volcanic Phenomena of Japan* (British Assoc. Adv. Sc., depuis 1881). — Sur les tremblements de terre si fréquents au Japon, voir A. Supan, *Ergebnisse der japanischen Erdbebenstatistik 1885-1889* (Petermanns Mitteil., XXXIX, 1893, p. 15-17, 2 cartes : pl. 2); J. Milne, *A Catalogue of 8331 Earthquakes recorded in Japan between 1885 and 1892* (Seismol. Journ. Japan, IV, 1895, xxi-367 p., 2 cartes); Y. Wada, *Les tremblements de terre au Japon* (Revue française du Japon, IV, 1895, p. 159-168, 209-220, 2 pl. de cartes); Ch. Davison, *On the Distribution of Earthquakes in Japan during the years 1885-1892* (Geogr. Journ., X, 1897, p. 530-535, carte). — Sur le grand tremblement de terre tectonique du 28 octobre 1891, voir ci-dessus, p. 37, note 1. — Sur les roches éruptives du Japon, voir E. Weinschenk, *Beiträge zur Petrographie Japans* (Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. VII, 1890, p. 133-151.)]

2. B. Smith Lyman, *Geological Survey of Hokkaido. A geological Sketch Map of the Island of Yesso, Japan* [1 : 2 000 000, accompagnant *A general Report on the Geology of Yesso*, in-8°], Tokai, 1876.

3. Ce sont : l'Iwo-san, actif, avec un cratère de vase bouillante et de soufre ; le Kusuri,

Les mers qui entourent le Japon, et notamment la partie de l'Océan Pacifique située en bordure, sont très profondes; les profondeurs qu'on y a mesurées comptent même parmi les plus consi-

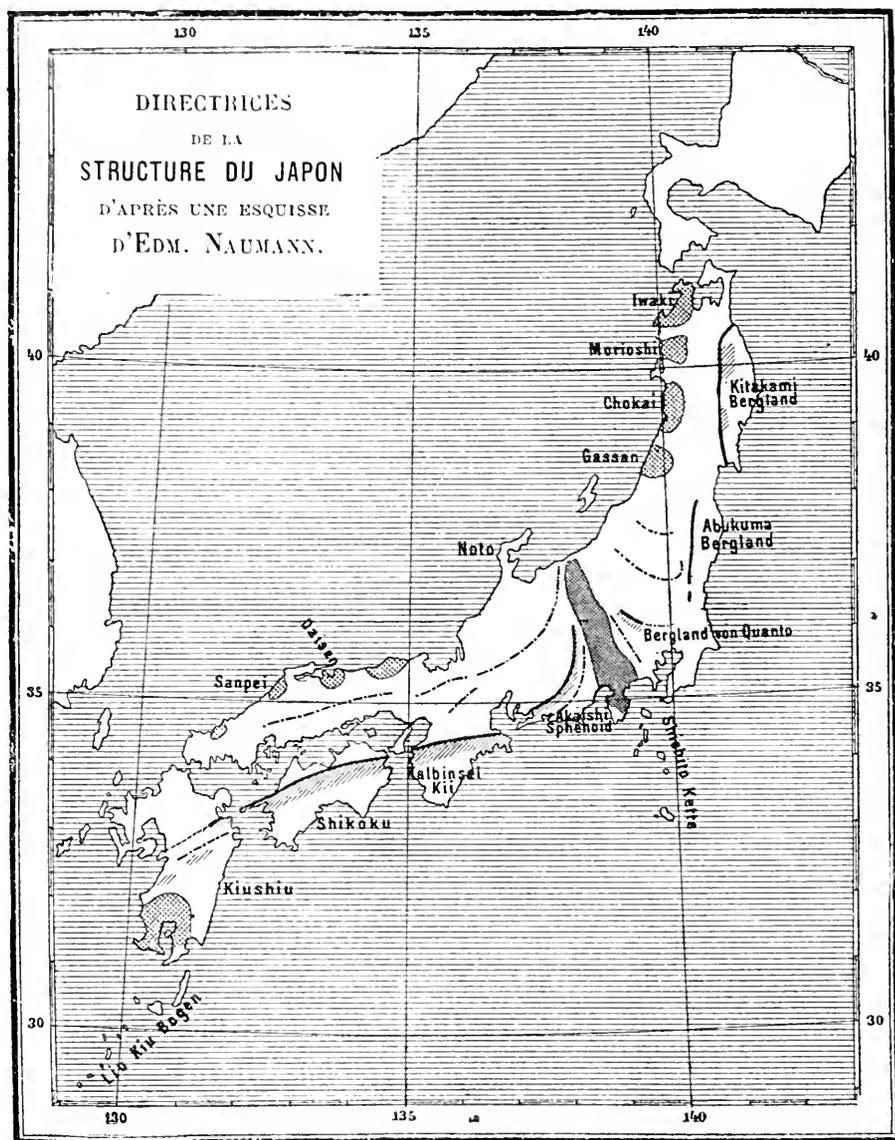


FIG. 52. — Directrices de la structure du Japon.

La partie couverte d'un grisé foncé, vers le milieu de Hondo, représente la « Grande Fosse »; les hachures obliques, à Sikok et Kii, figurent la direction des schistes cristallins. Les effondrements de la côte occidentale sont indiqués par des hachures croisées. — Échelle de 1 : 15 000 000.

dérables que l'on connaisse, tandis que dans le golfe semé d'îles qui pénètre dans l'intérieur de Hondo, les fonds ne s'abaissent pas au-dessous de 30 brasses. Ce bras de mer, aligné dans le sens

l'Ookan, de forme régulièrement conique, et le Meakan, cratère actif. [Voir la carte : *Distribution of Volcanoes in Hokkaidō*, by K. Jimbō, T. Ishikawa, and S. Yokoyama, from their latest Observations, 1 : 3 000 000. 1891.]

de la direction de l'arc, n'est donc que le résultat d'une submersion tout à fait superficielle.

La mer intérieure est séparée de l'Océan, au sud, par la grande île de Sikok [Shikoku], à laquelle succède vers l'est la presque île de Kii, dont la structure est analogue. Au milieu de la côte de Hondo tournée vers le Pacifique vient se greffer la chaîne volcanique dont l'île Oshima fait partie et que nous appellerons chaîne des Shichito. Au delà de la baie de Tokio, la côte court de plus en plus vers le nord, et l'on y aperçoit, faisant saillie sur le dessin général de l'arc, deux larges massifs, séparés par le golfe de Sendai; à l'exemple de Naumann, nous nommerons le plus méridional de ces massifs montagnes d'Abukuma, et celui qui est au nord du golfe de Sendai montagnes de Kitakami.

La montagne Sainte, le Fouji-san [Fouzi-yama], avec son cône de cendres qui s'élance à 12 400 pieds dans les airs<sup>1</sup>, marque la région où la chaîne volcanique des Shichito atteint le milieu de Hondo (fig. 53). En ce point, une ligne de démarcation des plus tranchées traverse Hondo de part en part; elle est jalonnée par des épanchements très puissants de produits volcaniques, et présente un intérêt capital pour l'intelligence de la structure des chaînes. Naumann désigne cette région de fracture sous le nom de « grande fosse », *fossa magna*<sup>2</sup>; elle sépare l'archipel en deux moitiés, qu'on appellera ici le Japon du Nord et le Japon du Sud.

Sikok et Kii, placées sur la côte S.E. de Hondo, sont formées de zones de terrains plissés qui se dirigent vers l'E.N.E.; on y rencontre des schistes paléozoïques à Radiolaires, du Calcaire carbonifère supérieur, du Trias<sup>3</sup>, du Jurassique<sup>4</sup>, du Crétacé<sup>5</sup> et des dépôts tertiaires peu développés; toutes ces couches forment des plis normaux ou renversés vers l'Océan<sup>6</sup> et constituent évidemment la

[1. Edm. Naumann, *Fujisan* (Jahresber. Geogr. Ges. München, 1887, p. 109-140, 2 pl.); J. Milne and W. K. Burton, *The Volcanoes of Japan, Part 1. Fujisan*, in-f°, 31 p., 10 pl., Yokohama [1892]. La carte publiée par le *Geological Survey of Japan* attribue en effet au Fouji l'altitude de 3 778 m.]

[2. Edm. Naumann, *Neue Beiträge zur Geologie und Geographie Japans*, p. 16-36.]

[3. Edm. Mojsisovics von Mojsvár, *Ueber einige Japanische Trias-Fossilien* (Beitr. z. Paläontol. Osterr.-Ung., VII, 1888, p. 161-178, pl. I-IV); *Ueber den Charakter der japanischen Triasfauna* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1889, p. 67-68).]

[4. M. Yokoyama, *Mesozoic Plants from Kōzuke, Kii, Awa, and Tosa* (Journ. Coll. of Sc., Imp. Univ. Tokyo, III, 1890, p. 201-231, pl. XX-XXVIII).]

[5. M. Yokoyama, *Versteinerungen aus der japanischen Kreide* (Palaeontographica, XXXVI, 1890, p. 152-196, 8 pl.); et *On some Cretaceous Fossils from Shikoku* (Journ. Coll. of Sc., Imp. Univ. Tokyo, IV, 1891, p. 357-366, pl. XL).]

[6. Edm. Naumann, *Geologische Beschreibung des Berglandes von Shikok* (in Naumann und Neumayr, *Zur Geologie und Paläontologie von Japan*, p. 1-25). Pour des

zone externe d'une chaîne de montagnes plissée dans la direction du Pacifique, c'est-à-dire vers le S.E. Les dépôts mésozoïques<sup>1</sup>

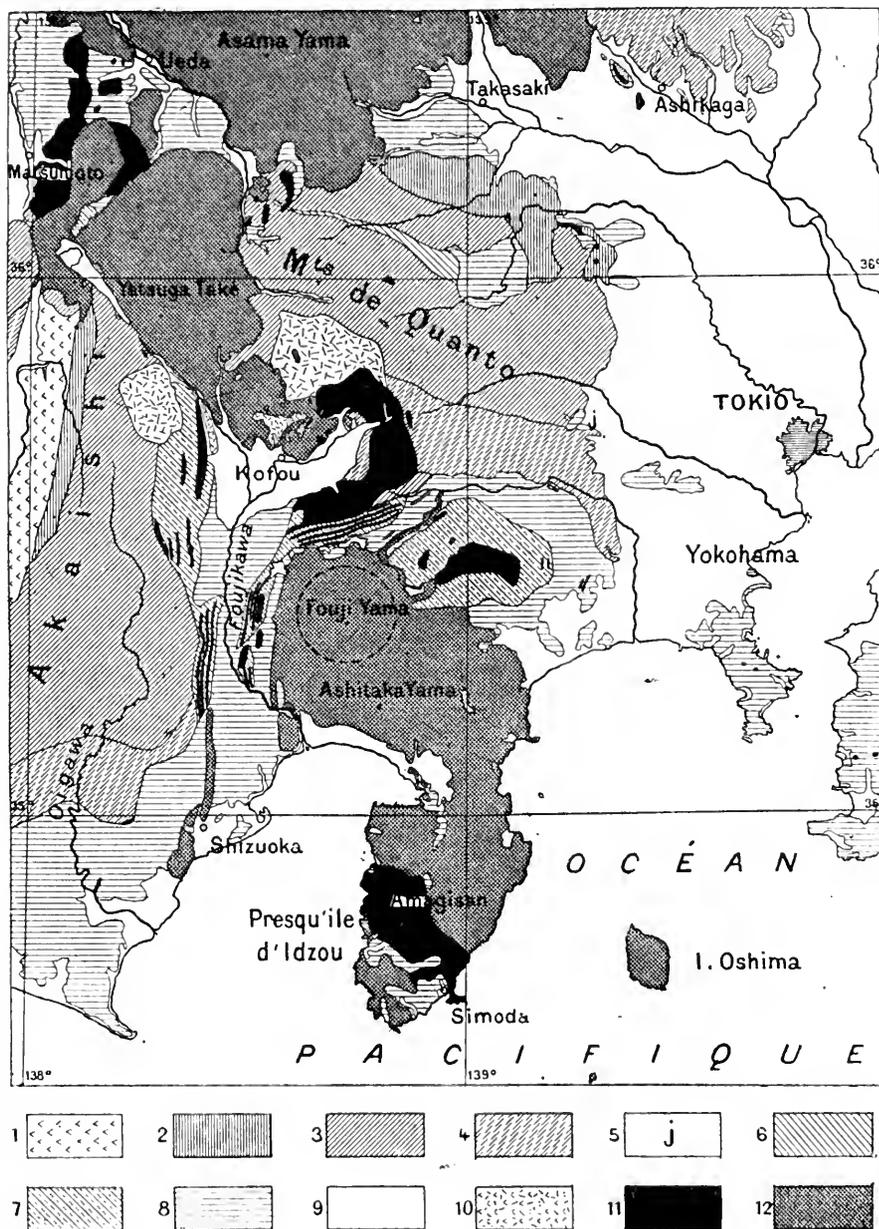


FIG. 53. — Le Fوجي-Yama et le rebroussement des plis du Japon central, d'après la Carte du *Geological Survey of Japan*.

Archéen : 1. Gneiss ; 2. Schistes cristallins. — Terrains paléozoïques : 3. Système de Chichibu ; 4. Système de Kubotoké. — Terrains mésozoïques : 5. Jurassique ; 6. Crétacé ; 7. Système de Misaka. — 8. Terrains tertiaires ; 9. Alluvions. — 10. Granite ; 11. Roches porphyriques, etc. ; 12. Roches volcaniques. — Échelle de 1 : 2 000 000.

affleurent en bandes étroites, enclavées dans les terrains paléo-exemples de plis déjetés ou renversés vers le sud, affectant le Trias, le Jurassique et le Crétacé, voir fig. 8, p. 14, et pl. III.]

[A. A. G. Nathorst, *Beiträge zur Mesozoischen Flora Japan's* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, Mathem.-naturw. Cl., LVII, 1890, p. 43-60, 6 pl.).]

zoïques. En arrière de ces couches plissées, par conséquent du côté de la terre, une zone de schistes cristallins très redressés traverse Sikok et Kii; caractérisés par leur grande résistance, ils ressortent nettement dans la configuration du sol et forment les presque îles allongées qui se montrent aux deux extrémités de Sikok et de Kii, rétrécissant le passage entre l'Océan et la mer intérieure. Dans la partie occidentale de Sikok, notamment, un long éperon se dirige vers l'Est de Kiou-Siou et le simple examen de la carte suffit pour montrer que, malgré la pénétration de l'arc des Riou-Kiou dans Kiou-Siou, la direction générale des plissements du Sud de Hondo ne s'en poursuit pas moins dans une partie de cette île.

C'est ce développement de la zone schisteuse plus résistante qui donne à Sikok la configuration d'un double losange et à Kii celle d'un losange simple, mais irrégulier. Je mentionne le fait, parce que ce sont les mêmes causes qui donnent à l'île de Wight, par exemple, sa forme en losange, due également à la mise en saillie de bancs résistants, et parce que nous constaterons le même phénomène sur une plus grande échelle dans les contours de Yéso.

Les roches de la zone externe de Sikok et de Kii se poursuivent jusqu'au delà de Shima, qui représente l'éperon oriental de Kii; mais à l'approche de la grande coupure du centre de Hondo, la direction passe de E.N.E. à N.E. et enfin N.N.E.; ainsi se complète un arc tel qu'ont coutume d'en former des plis venant se raccorder avec un second faisceau montagneux (*Schaarung*). Comme ce tronçon se trouve infléchi au voisinage de l'arête de rebroussement et coupé par la région de fracture qui s'oriente N. 25° W., il en résulte un coin que Naumann appelle *sphénoïde d'Akaishi*.

A l'intérieur de la longue bande de schistes de Sikok et de Kii, on rencontre des roches plus anciennes, principalement du granite, dont la désagrégation a donné lieu à des collines basses et arrondies qui, dans la mer intérieure, émergent sous la forme d'innombrables îlots. Les lignes de hauteurs qui longent la mer du Japon consistent également en granite, en schistes anciens, en porphyres quartzifères et en diverses roches massives anciennes<sup>1</sup>. La côte nord est caractérisée par un certain nombre d'effondrements circulaires, parmi lesquels il faut mentionner ceux du volcan Daisen

[1. Rev. W. Weston, *Exploration in the Japanese Alps* (Geogr. Journ., VII, 1896, p. 125-149), décrit la chaîne granitique et porphyrique entre Toyama et Matsumoto; voir aussi les articles du même auteur, *Mountaineering in the Japanese Alps* (Alpine Journ., XVI, 1893, p. 377-390; XVII, 1894-95, p. 237-249, 493-510, 2 pl.).

et du Sampei. La direction de ces zones internes correspond à celle de Sikok et de Kii, avec la même inflexion vers la région de fracture. A Kiou-Siou, un amoncellement de volcans récents correspond, dans le centre de l'île, au prolongement de la mer intérieure. Naumann a cru voir dans le Nord-Ouest de Kiou-Siou un grand laccolithe granitique; d'une manière générale, d'ailleurs, la venue des granites japonais ne date certainement, en grande partie, que de la fin de l'ère paléozoïque.

Naumann pense que ce sont les chaînes chinoises, atteignant la mer aux îles Tchou-san, qui viennent se prolonger par Kiou-Siou dans la chaîne du Sud de Hondo. Des recherches ultérieures à Kiou-Siou apprendront comment les plis de l'arc des Riou-Kiou y convergent ou s'y raccordent.

Nous arrivons maintenant à la région de fracture. L'alignement volcanique des Shichito atteint la presqu'île d'Idzon [Izu] par l'Osshima, qui a eu en janvier 1877 sa dernière grande éruption; sur cette presqu'île s'élèvent l'Amagi-san (4 700 pieds [1 430 m.]), le Hakone-yama (4 474 pieds [1 363 m.]), l'Ashidaka-yama, puis le puissant Fouji-san. Ces cratères sont suivis de nombreux autres volcans gigantesques en ligne serrée, parmi lesquels le Yatsuga-take au double sommet (9 114 pieds [2 777 m.]), l'Asama (8 800 pieds [2 680 m.]), dont la dernière éruption a eu lieu en 1870, le Rengesan avec deux bouches de sortie (9 800 pieds [2 980 m.]), le Tate-yama (9 400 pieds [2 865 m.]), dont le soubassement est granitique, et d'autres encore<sup>1</sup>.

Au delà de la *fossa magna*, la structure du Japon méridional se répète dans ses grandes lignes. Les montagnes d'Abukuma<sup>2</sup> et celles de Kitakami sont formées par une série de terrains fossilifères analogues à ceux de Sikok et de Kii, semblablement plissés et orientés parallèlement à la direction générale de cette partie de l'île, soit à peu près N.-S. Au sud, dans les montagnes de Quanto<sup>3</sup>, ces plissements s'infléchissent en arrière vers la région de fracture, exactement comme dans le sphénoïde d'Akaishi, de l'autre côté de l'arête transversale. Mais ici ce rebroussement passe de N.-S. à S.W. et enfin N.W., et la direction N.W. continue à régner

1. A. von Drasche a décrit plusieurs volcans de la grande région de fracture dans ses *Bemerkungen über die japanischen Vulkane Asama-Yama, Jaki-Yama, Iwawasi-Yama und Fusi-Yama* (Tschermak's Min. Mittheil., 1877, p. 49-60, pl. III-IX).

[2. B. Koto, *The Archæan Formation of the Abukuma Plateau* (Journ. Coll. of Sc., Imp. Univ. Tokyo, V, 1893, p. 197-293, pl. XXII-XXVII).]

[3. Bundjirō Kotō, *On the so-called Crystalline Schists of Chichibu: The Sambagan Series* (Journ. Coll. Sc., Imp. Univ. Tokyo, II, 1888, p. 77-141, carte, pl. II-V.).]

dans les zones internes presque jusqu'au centre du Japon septentrional. Mais la région médiane, qui répondrait par sa situation à la mer intérieure, est marquée dans le Nord du Japon par une longue traînée de volcans, que l'on peut désigner sous le nom de chaîne méridienne du Japon septentrional<sup>1</sup>. Un groupe de cinq volcans s'élève au sud, près de la région de fracture, vers la naissance de cette chaîne; la plus haute montagne du groupe, le Shiprane-san (8500 pieds [2590 m.]), a eu une éruption en 1872; Milne mentionne 21 volcans dans la chaîne méridienne. Il faut y rattacher la partie occidentale de Yéso avec 13 volcans, dont beaucoup sont actifs.

Enfin la côte ouest du Japon septentrional est caractérisée par quatre grandes fosses d'effondrement, dont chacune renferme un grand volcan; ce sont, du sud au nord, le Gassan, le Shokaï (7100 pieds [2160 m.]), le Morioishi (5800 pieds [1760 m.]) et le Ganju-san (7000 pieds [2130 m.]), qui fume légèrement et dont la dernière éruption remonte à 1824. Ces effondrements en ovale, découpés dans les terrains anciens du bord interne de la chaîne, rappellent de tous points les golfes de Naples, de Salerne et de Santa-Eufemia, la baie d'Alger et les autres fractures circulaires qui entourent la Méditerranée occidentale, sur le versant interne de l'Apennin et de la Cordillère du Nord de l'Afrique.

En résumé, le Japon du Sud se compose d'une Cordillère dissymétrique plissée vers l'Océan (fig. 54), dont les effondrements, sur le bord interne, sont marqués par les fosses du Sampei et du Daisen, et dont la zone médiane est jalonnée par Chugoku et les rochers granitiques de la mer intérieure; les zones externes occupent la partie orientale de Kiou-Siou, les montagnes de Sikok et de Kii, et s'infléchissent vers l'intérieur dans le sphénoïde d'Akaishi, pour venir se raccorder avec une seconde Cordillère, celle du Japon du Nord. Le Japon du Nord est traversé de son côté par une Cordillère dont les effondrements, sur le bord interne, à l'ouest, sont marqués par de grandes fosses, du Gassan à l'Iwaki, et dont les zones externes, à partir du rebroussement des montagnes de Quanto, décrivent un arc de cercle pour se prolonger ensuite dans les montagnes d'Abukuma et de Kitakami.

[1. C'est dans le Sud de cette chaîne que se trouve le Bandai-san, dont une grande partie a sauté lors de la formidable explosion du 15 juillet 1888; voir S. Sekiya and Y. Kikuchi, *The Eruption of Bandai-san* (Journ. Coll. Sc., Imp. Univ. Tokyo, III, 1890, p. 91-172, pl. XV-XXIV; Trans. Seismol. Soc. Japan, XIII, 1890, p. 139-222, 10 pl.); C. Michie Smith, *The Volcanic Eruption at Bandaisan* (Proc. R. Soc. Edinburgh, XVII, 1889-90, p. 65-71, 1 pl.); G. G. Knott and C. Michie Smith, *Notes on Bandaisan* (Trans. Seismol. Soc. Japan, XIII, 1890, p. 223-257, 3 pl.)]

Ce rebroussement des plis, indiqué par l'inflexion vers l'intérieur que présentent, chacune en sens inverse, la région d'Akaishi et la région de Quanto, diffère toutefois des autres cas similaires connus, en ce qu'une grande partie du terrain s'est effondrée plus tard, et que de grands volcans ont surgi dans la fosse, sur le prolongement de la chaîne des Shichito.

Il y a quelques divergences de vues non sur le fait lui-même, mais sur l'interprétation qu'il convient d'en donner. Naumann préfère voir dans la grande fosse, au lieu d'un affaissement récent, une fente d'âge très ancien, quoique plus récente que la grande cassure longitudinale de toute la chaîne; ce géologue suppose qu'avant le plissement, il existait un obstacle coïncidant à peu près avec l'emplacement de la chaîne des Shichito, tandis que Harada professe l'opinion adoptée dans le présent ouvrage<sup>1</sup>.

Milne a parlé incidemment d'une relation entre la chaîne des Shichito et celle des Larrons. Cela supposerait alors qu'un nouvel arc insulaire vient se raccorder à l'arc du Japon septentrional, en même temps que l'arc du Japon méridional. Mais une pareille hypothèse semble contredite

1. Naumann, *Erdmagnetismus*, p. 18. Harada Toyokitsi, *Brief* (Anzeiger Akad. Wien, 7 Juli 1887). [Voir aussi T. Harada, *Versuch einer geotektonischen Gliederung der japanischen Inseln, Einleitung zur Geologie des Quanto und der angrenzenden Gebiete*, in-8°, 23 p., carte, Tokyo, 1888 (K. Japanische Geologische [Reichsanstalt].)]

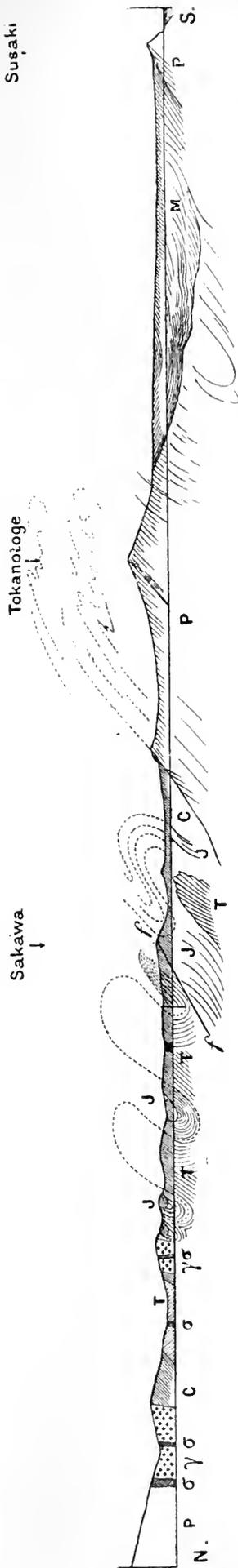


FIG. 54. — Japon méridional. Coupe du bassin mésozoïque de Sakawa (île de Sikok), d'après E. Naumann (*Denkschriften der k. Akademie der Wissenschaften Wien, Mathem-naturw. Cl., LVII, 1890, pl. III*).

P, Terrains paléozoïques (Schistes siliceux, Calcaire carbonifère, etc.); T, Trias (conches à *Pseudomonotis* et *Daonelles*); J, Terrain jurassique (conches à plantes et Ammonites); C, Terrain crétacé (grès à *Trigonia glabra*); f, f, Chevauchement. Échelle de 1 : 100 000 (longueurs et hauteurs).

par l'existence des tronçons affaîssés que l'on rencontre à l'intérieur du champ de fractures; elle s'accorde d'ailleurs moins encore que toute autre avec l'aspect normal des régions de rebroussement (*Schaarung*).

Notre connaissance de *Yéso* (fig. 55) est malheureusement jus-

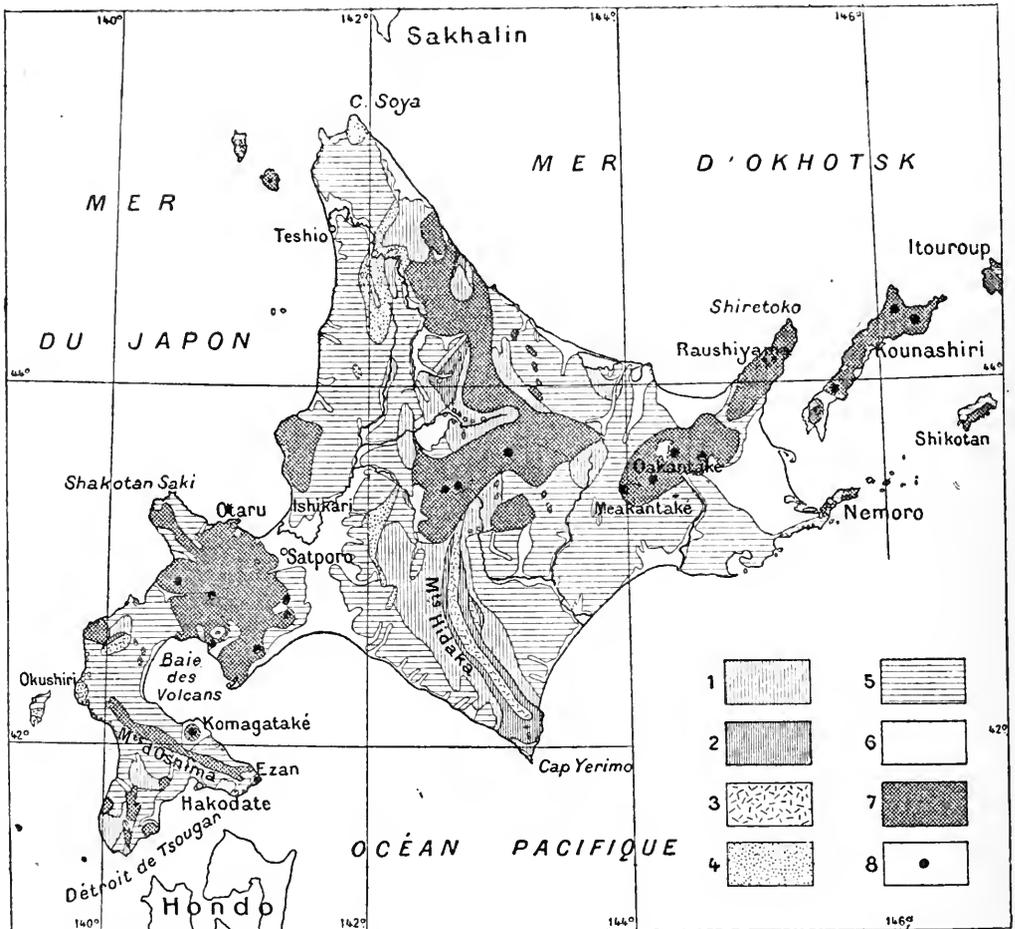


FIG. 55. — Carte géologique de Yéso, d'après K. Jimbo.

1. Terrains paléozoïques ; 2. Terrains paléozoïques métamorphisés par le granite ; 3. Granite ; 4. Terrains mésozoïques (Crétacé) ; 5. Terrains tertiaires ; 6. Alluvions ; 7. Roches volcaniques ; 8. Volcans. — Échelle de 1 : 6 000 000.

qu'ici moins complète que celle de Hondo<sup>1</sup>. Pumpelly, qui a visité il y a un certain nombre d'années la partie méridionale de l'île, a trouvé dans la péninsule du Sud, entre Hakodate et la Baie des Volcans,

[1. Voir surtout K. Jimbō, *General Geological Sketch of Hokkaido, with special reference to the Petrography*, in-8°, 79 p. Satporo, 1892; *Geological Map of Hokkaidō, after the latest Observations of K. Jimbo, T. Ishikawa, S. Yokoyama, J. Asai, etc.* 1 : 1 500 000, 1891; *Unsere geologischen Kenntnisse von der Insel Hokkaidō in Japan* (Verhandl. der Russisch-K. Mineralog. Ges. St. Petersburg, 2. Ser, XXXI, 1894, p. 305-314). Voir aussi J. Milne, *Notes on a Journey in North-East Yezo and across the Island* (Supplementary Papers R. Geogr. Soc. London, III, 1894, p. 477-513, 2 cartes).]

un chaînon de schistes anciens avec porphyres quartzifères et diabases, qui se dirige au N.W. et doit sans doute être regardé comme la continuation de l'arc septentrional de Hondo. Cette bande est entourée de volcans modernes et de sédiments marins récents, disposés en terrasses<sup>1</sup>. On peut conclure de la carte de Lyman que transversalement à l'île, dans sa plus grande largeur, du N.N.W. au S.S.E., une longue chaîne de terrains plissés s'étend dans la direction de Sakhalin. C'est à cette grande chaîne que l'île doit sa configuration en losange, rappelant celle de Sikok, de Kii et de l'île de Wight; peut-être faut-il la regarder comme le prolongement de Sakhalin. On a voulu y voir aussi la suite avancée vers l'Océan de l'arc septentrional de Hondo, mais le tronçon orienté N.W. que Pumpelly a découvert près de Hakodate ne confirme pas cette hypothèse. Naumann nous apprend en outre que, dans le centre de Yéso, le Crétacé moyen occupe une grande étendue et qu'il y repose probablement sans intermédiaire sur des roches anciennes. D'après les recherches de F. Schmidt et P. von Glehn, le terrain crétacé acquiert aussi une extension très considérable dans la partie sud de Sakhalin; Naumann a également accueilli l'hypothèse que cette formation crétacée de Sakhalin, après avoir traversé tout Yéso, se continuerait dans la grande île. Mais jusqu'à plus ample informé, on ne saurait relier directement Sakhalin et la chaîne principale de Yéso à la chaîne principale de Hondo, et il est préférable d'y voir une chaîne indépendante, caractérisée par un remarquable développement du Crétacé, et située un peu plus à l'Est que la précédente<sup>2</sup>.

Nous savons enfin que l'extrémité orientale de Yéso appartient à l'arc volcanique des Kouriles.

1. Raph. Pumpelly, *Geological Researches in China, Mongolia, and Japan* (Smithson. Contributions to Knowledge, vol. XV, n° 202, 1866, p. 79 et suiv., notamment p. 106, pl. 8).

2. Pour Sakhalin, Fr. Schmidt, *Sachalin* (Baer und Helmersen, Beitr. z. Kenntn. d. russ. Reiches, XXV, 1868, p. 177 et suiv.); P. v. Glehn, *Reisebericht von der Insel Sachalin* Ibid., p. 189 et suiv., notamment p. 203-277); voir aussi la carte de Sakhalin par G. W. Schebunin (ibid.); voir en outre, Fr. Schmidt, *Ueber die Petrefakten der Kreideformation von der Insel Sachalin* (Mém. Acad. Imp. des Sc. de St.-Petersbourg, 7<sup>e</sup> sér., XIX, 1873, n° 3, 37 p., 8 pl.). Pour Yéso, Edm. Naumann, *Ueber das Vorkommen der Kreideformation auf der Insel Yezo (Hokkaido)*, Mittheil. deutsch. Gesellsch. f. Nat. und Völkerkunde Ostasiens, Yokohama, [III], Heft 21, 1880, p. 28-33; *Bau und Entstehung der japanischen Inseln*, p. 21 [et K. Jimbō, *Beiträge zur Kenntniss der Fauna der Kreideformation von Hokkaidō* (Paläont. Abhandl. v. Dames u. Kayser, VI, 1893, Heft 3, 47 p., 9 pl.). Voir aussi F. Immanuel, *Die Insel Sachalin* (Petermanns Mitteil., XL, 1894, p. 49-60, carte, pl. 5); v. Krassnow, *Beobachtungen aus dem Gebiet der nordasiatischen Inselwelt* (Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXIII, 1896, p. 58-68). Sakhalin, d'après Immanuel, doit être regardée comme la lisière extrême des chaînes de la Sibérie orientale. Elle se compose de schistes cristallins, de roches secondaires et tertiaires. Point de basaltes ni de volcans actifs. La houille de Doui est crétacée ou tertiaire.]

9. **Les Kouriles et le Kamtchatka.** — Les Kouriles ont été visitées trois fois par Milne. On y compte, alignés sur une grande courbe, 23 cônes bien formés, dont 16 fumants. On n'a pas rencontré de terrains sédimentaires ou de roches anciennes; les îles très allongées, comme Itouroup, qui a 216 kilomètres de long, paraissent devoir leur configuration à l'influence de courants marins, parallèles à la direction de l'arc, qui accumulent les cendres dans l'intervalle des cônes et les réunissent ainsi les uns aux autres<sup>1</sup>.

L'île de Paramouchir, longue de plus de 90 kilomètres, consiste en une série de volcans éteints alignés S.W.-N.E., avec un cratère encore fumant, entouré d'un amas de cendres et de laves. Un étroit bras de mer la sépare de l'île basse de Soumchou, qui lui succède au N.E. et est également composée de cendres et de laves; cette dernière île n'est séparée à son tour du cap Lopatka, pointe sud du *Kamtchatka*, que par un sillon d'érosion marine d'une faible profondeur. Au N.W. de Paramouchir s'élève, isolé au milieu de la mer, le cône élancé de l'Alaïd, dont la dernière éruption a eu lieu en 1793. Ce sont là les plus septentrionales des Kouriles, puis la grande zone de volcans que nous avons pu suivre depuis l'Est de Yéso pénètre dans la péninsule du Kamtchatka. Elle se prolonge dans la partie orientale de cette presqu'île, où l'on compte, d'après Dittmar, 33 volcans, dont 12 actifs<sup>2</sup>. Les plus septentrionaux de ces volcans sont la Klioutchevskaja Sopka (56° 18' de lat. N., 4 804 m.) et le Cheveloutch (56° 18' de lat. N., 3 215 m.), montagnes géantes qui ont été spécialement étudiées par Erman<sup>3</sup>.

Dans l'axe de la péninsule se trouve une large vallée longitudi-

1. Milne, *A Cruise among the Volcanoes of the Kurile Islands* (Geol. Mag., Dec. 2, VI, 1879, p. 337-348, carte), et *Volcanoes of Japan*, p. 125-169, carte. [M. J. Snow, *Notes on the Kuril Islands*, in-8°, 92 p., carte (Extra Public. of the R. Geogr. Soc. London, 1897), contient un tableau des phénomènes volcaniques de ces îles.]

2. K. v. Dittmar, *Die Vulkane und heissen Quellen Kamtschatka's* (Petermann's Mittheil., VI, 1860, p. 66-67); A. Postels, *Bemerkungen über die Vulkane der Halbinsel Kamtschatka* (Mém. Acad. Imp. Sc. St.-Petersbourg, Savants étrangers, 1835, II, p. 11-28, pl. I-VII); Perrey, *Documents sur les tremblements de terre et les phénomènes volcaniques dans l'archipel des Kouriles et au Kamtchatka*, in-8°, 166 p., 1863 (Extr. des Ann. de la Soc. Imp. d'Agriculture de Lyon). [Voir surtout K. Dittmar, *Reisen und Aufenthalt in Kamtschatka in den Jahren 1851-1855. I. Theil. Historischer Bericht nach den Tagebüchern* (Beitr. zur Kenntniss d. Russ. Reichs, 3. Folge, VII, St. Petersburg, 1890), p. 1-x, 1-867, 1 pl., carte montrant la distribution des volcans actifs et éteints et carte géol. de la Baie d'Avatcha), et *Ueber den geologischen Aufbau Kamtschatkas* (Sitzungsber. Naturf. Ges. Dorpat, IX, 1891, p. 215-222); C. Diener, *Ergebnisse der Forschungsreisen K. v. Dittmars auf der Halbinsel Kamtschatka in den Jahren 1851-1855* (Petermanns Mittheil., XXXVII, 1891, p. 175-182).]

3. A. Erman a déjà publié une carte géologique qui comprend le Kamtchatka, dans *Erman's Archiv f. wiss. Kunde v. Russl.*, II, 1842; dans le volume suivant, on trouve la description de quelques fossiles du Kamtchatka, par Girard.

nale, dirigée au N.E. et correspondant au cours supérieur du fleuve Kamtchatka; ce fleuve, après avoir suivi cette vallée sur une grande longueur, tourne presque à angle droit, et, coulant à l'est sur le versant nord de la Klioutchevskaïa Sopka, atteint la mer à Nijne Kamtchatsk. La zone des volcans actifs est située à l'est de cette vallée jusqu'à la Klioutchevskaïa Sopka et, seul, le Cheveloutch s'élève au nord du cours inférieur du fleuve.

Dittmar a publié une carte géologique d'ensemble de la péninsule, pour laquelle il a utilisé aussi les observations d'Erman<sup>1</sup>. D'après la structure des Riou-Kiou, des Antilles et des arcs insulaires du même genre, on pourrait supposer que la Cordillère affaissée des Kouriles doit devenir visible dans le Kamtchatka, à l'est de la ligne des volcans. En fait, dans toutes les péninsules de la côte orientale, à l'exception du large cap Kronotskii, que couvrent des laves et des cendres, jusque par 58° de lat. N., Dittmar mentionne des schistes cristallins anciens et autres roches analogues; on voit même çà et là, au pied des volcans, du granite et du gneiss. Ces affleurements orientaux et ceux qu'on trouve au pied des volcans doivent sans doute être regardés, par analogie, comme les derniers restes visibles de la Cordillère des Kouriles. Mais des bandes beaucoup plus importantes de granite, de gneiss et de schistes anciens se montrent à l'ouest des grands volcans, particulièrement dans une chaîne de hauteurs située à l'ouest du cours supérieur du fleuve Kamtchatka, longue à ce qu'il semble de 2 degrés et demi de latitude, et bordée de schistes argileux; au nord viennent des montagnes porphyriques. A ces dernières se rattachent d'autres épanchements volcaniques récents; on rencontre à l'ouest, entre 56° 10' et 57° 30', un groupe de cinq volcans éteints, formant une zone occidentale distincte.

D'après ce qui précède, il semble qu'il y ait au Kamtchatka deux segments d'arc, un segment oriental avec les grands volcans actifs et les roches anciennes des promontoires orientaux, — c'est la continuation des Kouriles, — et un segment occidental qui comprendrait la chaîne de hauteurs à l'ouest de la vallée du Kamtchatka avec ses prolongements et les volcans éteints du Nord-Ouest; nous avons eu à distinguer de même, à

1. C. von Dittmar, *Ein paar erläuternde Worte zur geognostischen Karte Kamtschatka's* (Bull. Classe physico-mathém. Acad. Imp. Sc. St.-Pétersbourg, 2<sup>e</sup> sér., XIV, 1855, p. 241-250, carte). Le prof. Kreutz, de Cracovie, a eu la bonté de m'envoyer une liste des roches recueillies au Kamtchatka et aux îles du Commandeur par le prof. Dybowski; on y remarque la présence à Tigil (Kamtchatka) de calcaires remplis de débris de *Trochammina*, *Haplophragmium*, *Lagena* et autres Rhizopodes.

Yéso, jusqu'à trois segments d'arc placés l'un derrière l'autre.

La côte occidentale, dans la région de Bolcheretsk et beaucoup plus loin encore au nord, est plate. A l'ouest et dans la vallée du Kamtchatka apparaissent des couches de charbon tertiaires avec empreintes de feuilles. On les trouve aussi fort avant dans le Nord, au cap Taiganos et au delà de ce cap jusqu'à Gijiga, formant des lambeaux superposés au granite et aux schistes anciens de la presque île.

**10. Coup d'œil général sur les arcs insulaires.** — D'après ce qui précède, il y a lieu de distinguer dans le Nord-Est de l'Asie les systèmes d'arcs suivants :

a) *L'arc des Riou-Kiou.* Il se compose des débris de la Cordillère, qui forment une zone externe, et d'une zone volcanique sur le bord interne; il pénètre dans le Sud de Kiou-Siou.

b) *L'arc du Japon méridional.* Sa zone externe se dirige de Kiou-Siou à travers Sikok et Kii, et, dans le sphénoïde d'Akaïshi, se recourbe en arrière, indiquant un rebroussement des plis contre la grande région de fracture qui caractérise le centre de Hondo. Naumann suppose que cet arc se continue par les plissements de la Chine du Sud, qui atteignent la côte aux îles Tchousan.

c) *L'arc du Japon septentrional,* dont les zones externes, à partir de la région de fracture, et après s'être infléchies dans le massif de Quanto, affleurent dans les monts d'Abukuma et de Kitakami. Les zones internes supportent la chaîne volcanique méridienne, et la côte occidentale est jalonnée par des effondrements circulaires. Un tronçon du prolongement de cet arc se rencontre, dévié au N.W., dans la partie sud de Yéso.

d) *L'arc du centre de Yéso et de Sakhalin,* situé un peu plus en avant du côté de l'Océan, et caractérisé par le développement que prend le terrain créacé.

e) *L'arc des Kouriles;* la partie orientale de Yéso lui appartient, et il s'étend par le Kamtchatka méridional et oriental jusqu'au volcan Cheveloutch. Jusqu'au Kamtchatka, il n'est indiqué que par des volcans; mais on doit sans doute regarder la zone de

LÉGENDE DE LA FIGURE 56

1. Régions f aillées (*Sinisches Schollenland*); 2. Régions plissées; 3. Effondrements et plaines d'alluvions; 4. Extension approximative du terrain houiller; 5. Bassins houillers d'âge post-carbonifère; 6. Terrains volcaniques; 7. Direction des plis paléozoïques (Tsin-ling); 8. Direction des plis post-carbonifères (Sud de la Chine); 9. Décrochements; 10. Failles; 11. Flexures. — Échelle de 1 : 10 000 000.

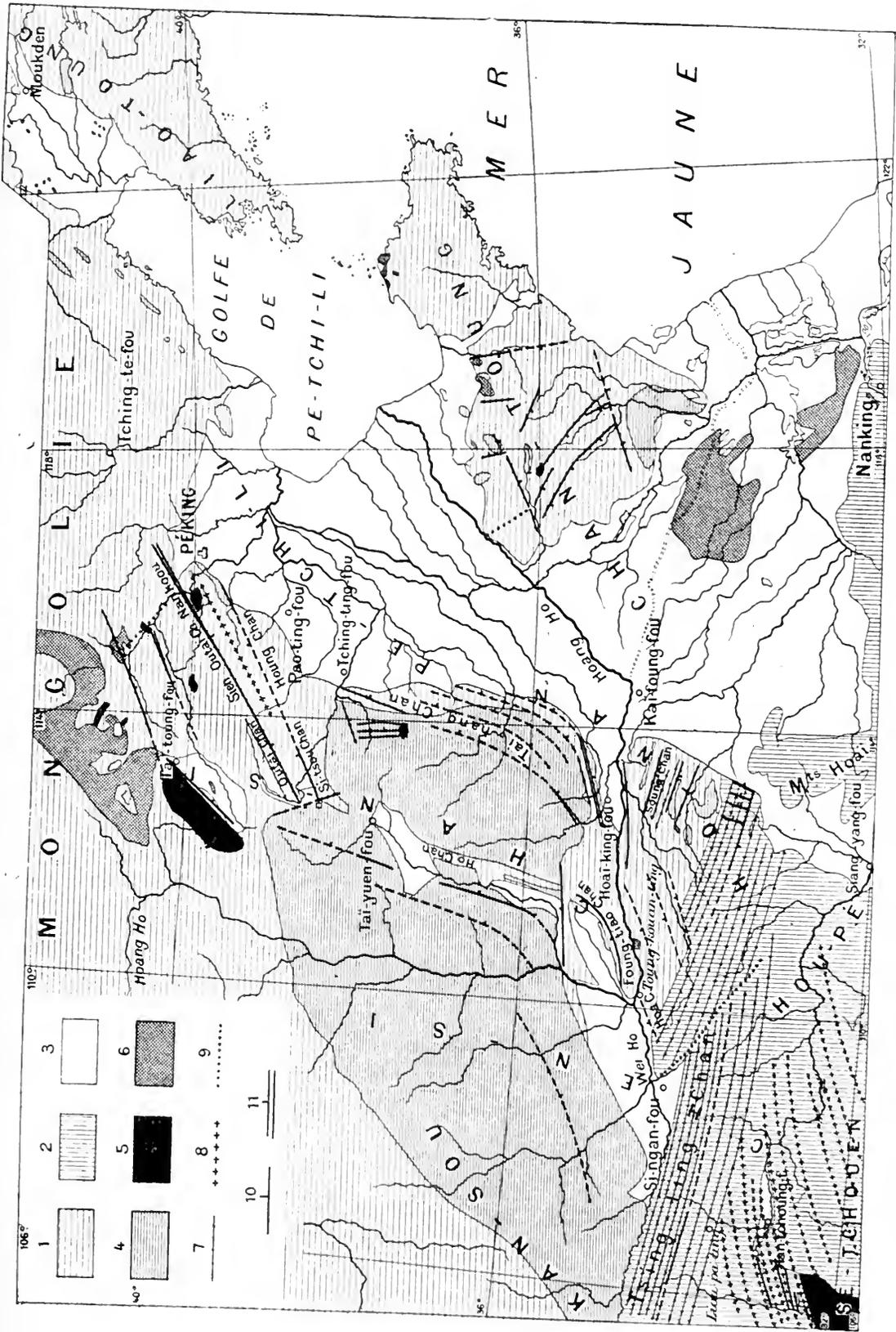


FIG. 56. — Carte schématique du Nord de la Chine, d'après F. von Richthofen (*China*, II, 1882, pl. VI, p. 754).



roches anciennes située à l'est du fleuve Kamtchatka et des volcans comme représentant une partie de la Cordillère correspondante.

f) *Le tronçon du Kamtchatka central et occidental.*

11. **La Chine du Nord.** — Quelles sont maintenant les relations de ces arcs insulaires avec les chaînes de montagnes du continent asiatique? Nous avons pu suivre l'arc malais depuis le Yun-Nan jusqu'à la côte occidentale de la Nouvelle-Guinée. Pour les chaînes des Philippines, qui s'écartent en divergeant vers le sud, il ne nous a pas été possible de découvrir d'amorce sur le continent. Les lignes directrices des arcs septentrionaux et des chaînes montagneuses adjacentes, celles de la Chine, ont souvent été représentées d'une manière schématique, mais les conceptions des savants même les plus autorisés, comme Pumpelly et Lóczy, diffèrent complètement les unes des autres<sup>1</sup>.

A la suite d'un voyage très intéressant du moyen Yang-tsé Kiang en Mongolie, en passant par Péking, Pumpelly a confirmé l'idée des précédents voyageurs, d'après laquelle les chaînes de montagnes de la Chine ont une direction dominante S.W.-N.E. (plus exactement W. 30° S. à E. 30° N.), et il a donné aux montagnes qui suivent cette direction le nom de *Sinian System*<sup>2</sup>. Mais c'est seulement dans la mesure où les travaux synthétiques de Richthofen sont livrés à la publicité qu'il devient possible de jeter un coup d'œil d'ensemble sur la structure de ce vaste empire<sup>3</sup>. F. von Richthofen, dans le grand ouvrage dont il a enrichi la science, n'a pas seulement décrit ce qu'il a vu dans ses longs voyages : il a essayé aussi d'analyser les éléments qui entrent dans la constitution de la Chine et de mettre en lumière les rapports mutuels de ces éléments. Dans le Sud règnent de longues chaînes plissées : les unes courent vers la mer suivant la direction du système sinien, c'est-à-dire au N.E., les autres se dirigent au S.S.W., à partir de Ya-tchéou fou et de plus loin encore, à travers

1. Pumpelly, *Geological Researches*, etc., pl. 7; L. Lóczy, *A Khinai birodalom természetföldrajzának és Országainak Leírása*, in-8°, Budapest, 1886, p. 49. [Voir surtout *Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Reise des Grafen Béla Széchenyi in Ostasien 1877-1880*, in-4°, I, 1893, p. 305-836 : *Beschreibung der geologischen Beobachtungen und deren Resultate*, von L. Lóczy, notamment pl. X (p. 800); voir aussi K. Futterer, *Die allgemeinen geologischen Ergebnisse der neueren Forschungen in Zentral-Asien und China* (Petermanns Mitteil. Ergänzungsheft n° 119, 1896, 60 p., 2 pl.).]

2. Pumpelly, *Geological Researches*, p. 67-69.

3. F. Freih. von Richthofen, *China, Ergebnisse eigener Reisen und darauf gegründeter Studien*, gr. in-8°, Berlin, I, 1877; II. *Das nördliche China*, 1882; IV. *Palaeontologischer Theil*, 1883; Atlas, in-folio, I, 1885.

le Yun-Nan, et forment, comme on le voit maintenant, le commencement de l'arc malais. La structure du pays est beaucoup plus difficile à interpréter dans le Nord, particulièrement au sud de Hantchoung fou, près du 33° parallèle, où les chaînes siniennes viennent mourir sur le flanc sud de la chaîne rectiligne du Tsin-ling Chan, orientée E.S.E., puis entre ce point et les parties méridionales de la Mongolie. Il y existe à la fois des fragments de plateaux anciens, des chaînes plissées de dates et de directions diverses, et des affaissements d'âge également différent. Richthofen a défini et délimité ces régions; dominant son sujet de manière à embrasser l'ensemble des données nouvelles, il est arrivé à des vues générales qui s'accordent de la façon la plus heureuse avec les conceptions qui, dans le même temps et en d'autres lieux, se sont fait jour sur la genèse des montagnes. Par exemple, ce qu'on appelle en Chine une « chaîne diagonale », c'est-à-dire une chaîne où la direction du plissement ne correspond pas aux contours orographiques, n'est pas autre chose qu'un *horst*, un témoin d'une ancienne chaîne plissée demeuré visible. Sur plusieurs points très importants, l'exploration de la Chine a confirmé ce qu'on avait reconnu être vrai en Europe. Cette remarque s'applique notamment à la conclusion de Richthofen, d'après laquelle, dans un pays déjà plissé, il peut se produire de nouveaux plissements ou des fractures qui suivent la direction ancienne<sup>1</sup>.

Dans tout le Nord de la Chine et dans le Sud jusqu'au Yun-Nan, on ne connaît aucun dépôt marin d'âge secondaire ou tertiaire<sup>2</sup>. Les sédiments du Jurassique inférieur et moyen que l'on

1. Richthofen, *China*, II, p. 637.

[2. Ce résultat a été pleinement confirmé par L. von Lóczy, *Beschreibung der Fossilen Säugethier-, Trilobiten- und Mollusken-Reste und der palaeontologisch-stratigraphischen Resultate des Reise des Grafen Béla Szechenyi in Ostasien 1877-1880* (Wiss. Ergebnisse der Reise. . ., III, p. 1-228, pl. I-XI, Budapest, 1898; notamment p. 161-222). L'auteur y décrit des espèces provenant des gisements suivants : Silurien du Yun-Nan; Dévonien moyen et supérieur de Paj-suj-Kiang (versant méridional du Tsin-ling) et de Hoaling-pou (Se-Tchouen); Carbonifère de Kan-tehou fou (Kan-Sou, au pied du Nan Chan); Permo-Carbonifère de Batang, de la vallée du Laut-San Kiang et du Yun-Nan; Trias littoral de Tchoung-tien. — Voir aussi, dans le même vol., Fr. Frech, *Palaeozoische Korallen*, p. 289-236, et E. Lörenthey, *Mikroskopische Untersuchungen der palaeozoischen Gesteine*, p. 237-304. — La présence du Permien marin aux environs de Nanking a été signalée, d'après des échantillons de la collection Richthofen, par Fr. Frech (*Ueber paleozoische Faunen in Asien und Nordafrika*, Neues Jahrb. f. Min., 1895, II, p. 53-57).]

#### LÉGENDE DE LA FIGURE 57

1. Gneiss et schistes cristallins (Archéen); 2. Granite éruptif; 3. Cambrien inférieur; 4. Cambrien moyen et supérieur; 5. Calcaire carbonifère; 6. Terrain houiller; 7. Grès stérile supra-houiller; 8. Roches volcaniques; 9. Parties non étudiées; 10. Alluvions, dépôts lacustres, less. — Échelle de 1 : 4 000 000.

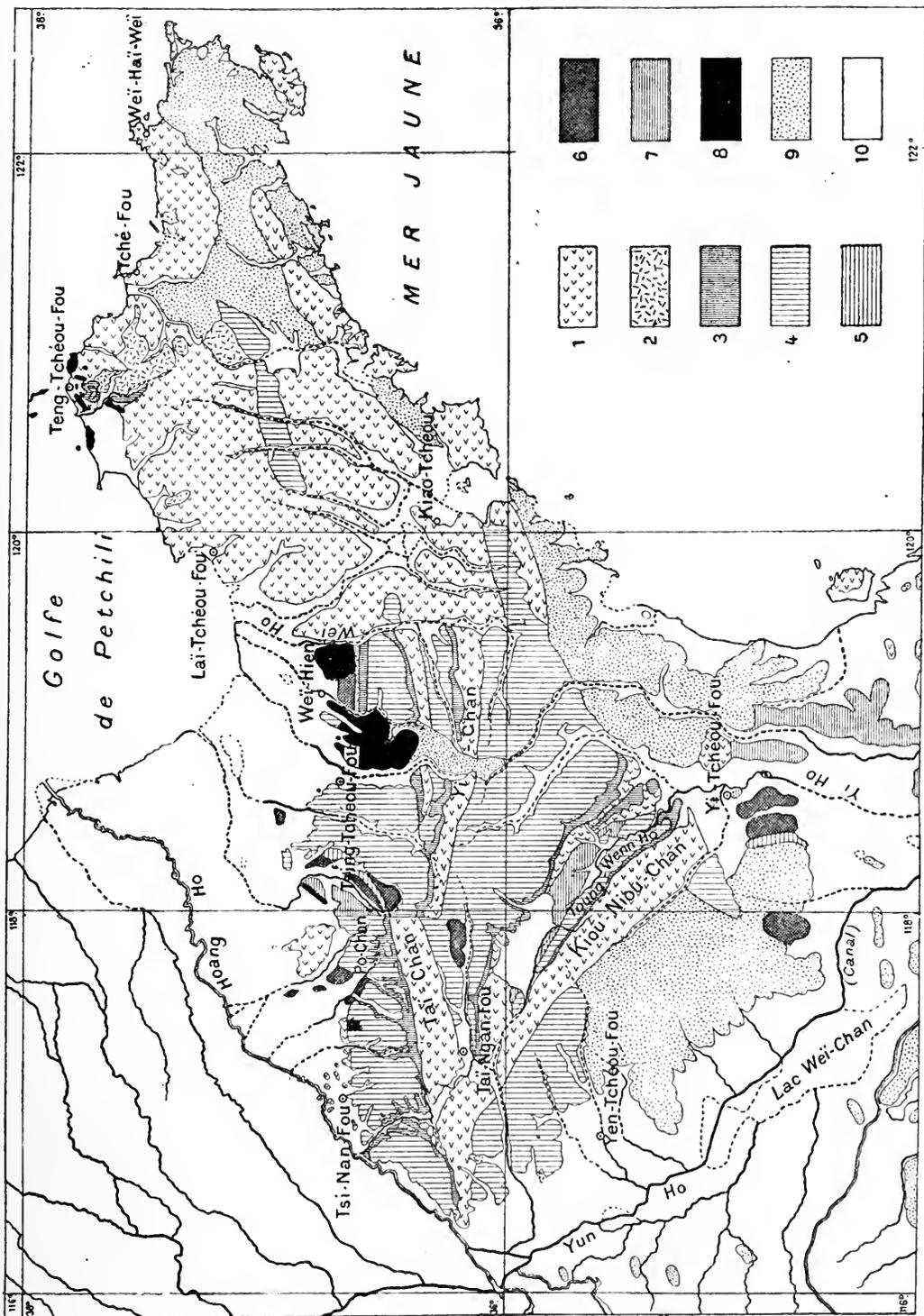


FIG. 57. — Carte géologique du Chan-Toung, d'après F. von Richthofen (*Schantung und seine Eingangspforte Kiantschou*, 1898, Karte 2).



rencontre contiennent seulement des plantes terrestres et des couches de houille<sup>1</sup>. Ils sont surmontés directement par des formations lacustres d'âge très récent, puis par le loess et les alluvions de la grande plaine du Hoang Ho. Même les terrains siluriens et dévoniens n'ont pas encore été rencontrés, jusqu'à présent, entre le Weï Ho et la Mongolie, c'est-à-dire dans toute la partie de la Chine située au nord du Tsin-ling Chan; dans cette région, le Carbonifère repose sur les assises renfermant la faune « primordiale » [Cambrien], puis viennent les couches mésozoïques.

Les divers éléments de la structure ne ressortent pas avec une grande netteté, parce qu'une partie des régions intermédiaires est occupée par le golfe du Pe-Tchi-Li, ramification peu profonde de la mer Jaune; une autre partie est masquée par la plaine d'alluvions du Hoang Ho. Représentons-nous ces atterrissements submergés jusqu'à la lisière des montagnes, c'est-à-dire jusqu'à Péking, à Hoaï-king fou et à Nanking, et le massif du *Chan-Toung*<sup>2</sup> s'élèvera au-dessus des eaux comme une île.

Ce massif montagneux (fig. 57) est coupé de part en part au Weï Ho par une grande faille. La moitié occidentale du Chan-Toung montre le substratum archéen recouvert de couches cambriennes et carbonifères horizontales, et s'affaisse vers le nord suivant une série de failles de même sens, mais non parallèles. Dans le Chan-Toung oriental, ce substratum archéen est mis à nu; il y avait là une chaîne plissée, dirigée au N.E., qui a été rasée avant l'époque cambrienne, et sur les sommets rabotés de laquelle s'est maintenu un massif cambrien presque horizontal<sup>3</sup>. Le plissement en question remonte donc aux âges les plus reculés, et la direction de ces plis si anciens ne diffère pas sensiblement de celle des plis récents du Japon méridional. Il ne s'est plus produit de plissements dans cette région depuis l'époque cambrienne, mais seule-

[1. Voir A. Schenk, *Die während der Reise des Grafen Bela Széchenyi in China gesammelten fossilen Pflanzen* (Palaontographica, XXXI, 1884, p. 165-181, pl. XIII-XV; reprod. dans *Wissenschaftliche Ergebnisse der Reise des Grafen Béla Széchenyi in Ostasien*, III, 1899, p. 307-326, pl. I-III).]

[2. A.-A. Fauvel, *La province Chinoise du Chan-Toung. Géographie et Histoire naturelle*, in-8°, 313 p., Bruxelles, 1892 (Géologie, p. 98-238); F. v. Richthofen, *Der geologische Bau von Schantung (Kiautschou) mit besonderer Berücksichtigung der nutzbaren Lagerstätte* (Zeitschr. f. prakt. Geol., [VI], 1898, p. 73-84); et *Schantung und seine Eingangspforte Kiautschou*, in-8°, 2 cartes, Berlin, 1898; S. B. J. Skertchly and T. W. Kingsmill, *On the Loess and other Superficial Deposits of Shantung, North China* (Quart. Journ. Geol. Soc., LI, 1895, p. 238-254, 2 cartes).]

3. Richthofen mentionne en plusieurs points une direction encore plus ancienne, qui doit être reconnaissable dans le gneiss le plus ancien; la direction des micaschistes plissés, des calcaires primitifs, etc., est N.E.-S.W.

ment des cassures (fig. 58). Le Chan-Toung occidental paraît former la contre-partie affaissée du horst, car la couverture sédimentaire s'y est conservée plus complète. Les fractures du Chan-Toung occidental sont, au moins pour une part, comme le montre l'allure discordante des couches, anté-carbonifères.

Le *Liao-Toung* a la même structure que le Chan-Toung oriental et peut en être regardé comme le prolongement. Là aussi, les roches primitives sont plissées, et des lambeaux cambriens les surmontent horizontalement; à la limite de la Corée, on y a trouvé des Trilobites<sup>1</sup>. Les voyages entrepris depuis en *Corée* par Gottsche nous apprennent que ces dépôts pénètrent jusque dans le Nord de ce pays; la partie de beaucoup la plus considérable de cette presqu'île est formée de schistes cristallins, et les maigres lambeaux de

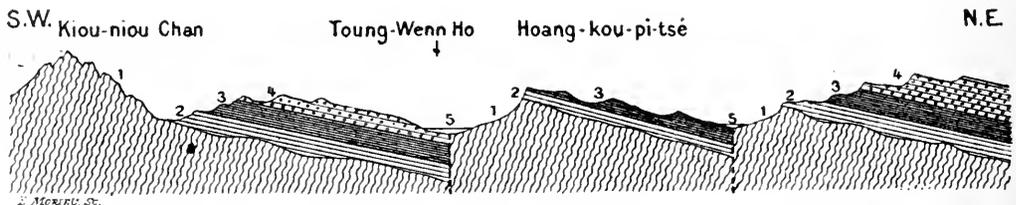


FIG. 58. — Failles du Chan-Toung occidental, d'après F. von Richthofen (*China*, II, 1882, p. 240, fig. 56).

Archéen : 1. Gneiss. — Cambrien (*Sinische Formation*) : 2. Couches de Toung-Wenn; 3. Grès rouges argileux, calcaires, etc.; 4. Couches à Trilobites de Loung-Menn. — 5. Alluvions. — Échelle des longueurs = 1 : 500 000 environ.

terrains plus récents, à l'exception de couches tertiaires à lignite, ne comprennent pas de sédiments postérieurs à ceux que l'on connaît dans le Nord-Est de la Chine<sup>2</sup>.

La Corée avec le Liao-Toung d'un côté de la mer, et le Chan-Toung de l'autre, représentent donc des massifs de la plus haute antiquité, caractérisés par ce fait que les sédiments cambriens y

1. Deux gisements sont rapportés par Dames à la division supérieure du *Potsdam Sandstone* américain; un troisième, d'après la présence du genre *Doropyge*, se rapproche plutôt du *Quebec group* de l'Utah. Dames laisse sans solution la question de savoir si cet horizon correspond au Silurien inférieur ou à la « Faune primordiale » de Barande; W. Dames, *Cambrische Trilobiten von Liautung* (in Richthofen, *China*, IV, p. 33). [Il s'agit en réalité du Cambrien moyen, d'après C. D. Walcott (*Correlation Papers-Cambrian*, U. S. Geol. Survey, Bull. n° 81, 1891, p. 377-378).]

2. C. Gottsche, *Geologische Skizze von Korea* (Sitzungsber. Akad. Berlin, 1886, XXXVI, Sitzg. v. 15 Juli, 17 p., carte). Guppy a visité l'île Mackau, dans l'archipel situé au sud-ouest de la Corée; elle se compose de gneiss, d'un granite à mica blanc (*Greisen*) et de quartzites (*Notes on the Geology of the Korean Archipelago*, *Nature*, XXIII, 1880-81, p. 417-418). [Voir aussi T. H. Holland, *Notes on Rock-Specimens collected by W. Gowland in Korea* (*Quart. Journ. Geol. Soc.*, XLVII, 1891, p. 171-196); K. Nishiwada, *Die nutzbaren Mineralien Koreas* (*Zeitschr. f. prakt. Geol.*, [VI], 1898, p. 167-169).]

recouvrent en tables horizontales les roches azoïques. Leur constitution est tout à fait différente de celle que présente le Japon, malgré sa proximité.

Les données actuelles ne permettent pas de parler du *Liao-Si*

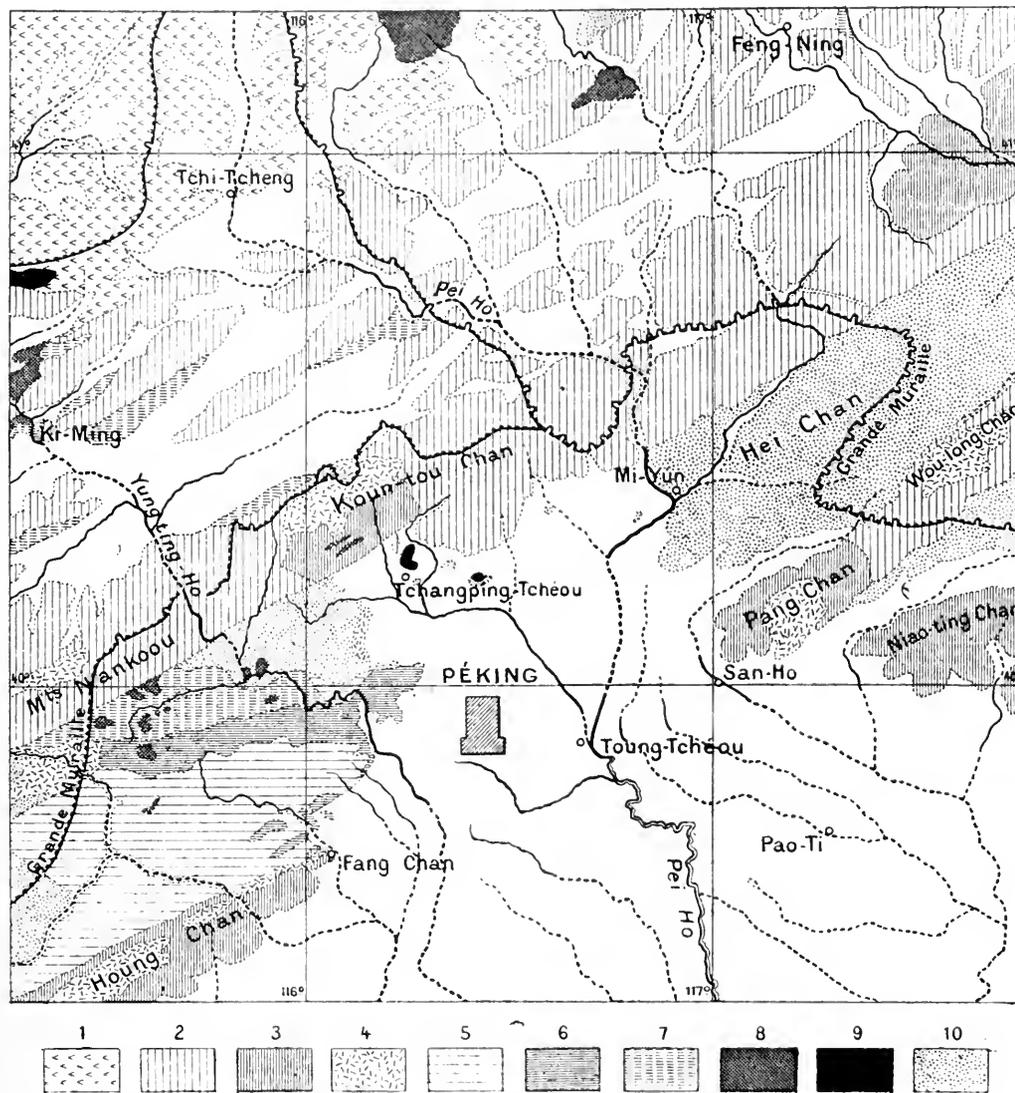


FIG. 59. — Carte géologique des environs de Péking, d'après F. von Richthofen (*Atlas von China*, I, 1885, pl. 12).

- 1. Gneiss; 2. Terrain cambrien (*Sinische Formation*); 3. Terrain cambrien métamorphique; 4. Granite; 5. Calcaire carbonifère et schistes subordonnés; 6. Terrain houiller; 7. Jurassique inférieur; 8. Roches porphyriques; 9. Roches volcaniques; 10. Parties non étudiées; Blanc — Alluvions, loess, dépôts meubles. — Échelle de 1 : 2 000 000.

avec quelque précision ; jusqu'à nouvel ordre, je n'hésite pas à en rattacher la plus grande partie aux tronçons montagneux qui suivent.

Une région formée de chaînons parallèles est très justement comparée par Richthofen à une grille (*Rost*), et l'on peut ainsi parler du *Rost de Péking* (fig. 59). Ses crêtes se dirigent N. 60° E.

On ne sait pas actuellement jusqu'où il se poursuit au delà de Tching-té fou, à travers la Mongolie orientale, en conservant la même direction. Au nord, les chaînons sont en grande partie recouverts de laves récentes, qui forment de vastes plateaux en dehors de la Grande Muraille, mais au delà de ces plateaux, ou même s'élevant à leur surface, des fragments du *Rost* sont encore reconnaissables. Du côté de l'ouest, il se termine tout à coup transversalement à la direction des crêtes, au-dessus des plaines de Tattoung fou et de Sin-tchéou. La direction caractéristique du *Rost* remonte à une époque très ancienne, car tandis que les voûtes surbaissées du gneiss, dans la haute chaîne de l'Outaï Chan [Wu-tai Chan], par exemple, possèdent cette direction, les dépôts cambriens sont presque toujours horizontaux (fig. 60). Mais plus importants

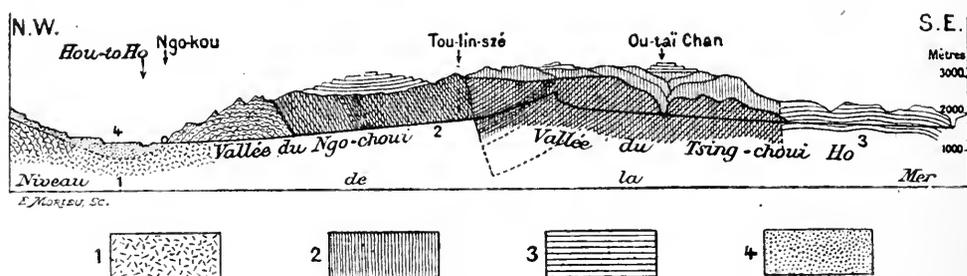


FIG. 60. — Coupe de l'Outaï Chan (Chan-Si), d'après F. von Richthofen (*China*, II, pl. IV, fig. 1, p. 384).

1. Gneiss; 2. Schistes pré-cambriens (*Wutai-Formation*); 3. Terrain cambrien (*Sinische Formation*); 4. Alluvions et lèss. — Échelle des longueurs = 1 : 400 000 environ.

encore que ces plissements anciens, pour la configuration actuelle du *Rost*, paraissent être des fractures longitudinales à lèvres retroussées et des flexures qui épousent la direction primitive : grâce à ces accidents, la région tout entière s'abaisse par une série de gradins successifs depuis la Mongolie jusqu'à la grande plaine chinoise. Ces affaissements peuvent remonter à des époques différentes ; en tout cas, ils sont beaucoup plus récents que les plissements anté-cambriens.

La chaîne la plus importante et la plus continue de ce *Rost* commence au S.W. avec la voûte de gneiss de l'*Outaï Chan*, haute de plus de 10 000 pieds [3 000 m.], au nord de Sin-tchéou ; elle se poursuit au N.E. par le Sian-outaï Chan, puis par la chaîne du Nankou, qui s'affaisse sur son flanc S.E. le long d'une grande flexure au-dessus de la plaine de Péking. La chaîne de l'Outaï Chan est suivie au sud par celle du Si-tchou Chan, qui vraisemblablement se continue au N.E. dans le chaînon granitique du Hongg

Chan. Ce dernier, au lieu de se prolonger comme les autres au N.E., disparaît en profondeur, et c'est seulement au delà de la plaine de Péking que le Pang Chan fait saillie dans le même alignement. L'effondrement de Péking est donc ouvert au S.E. vers la grande plaine et limité par la flexure du Nankou au N.W.; il correspond, en somme, à une interruption entre le Houng Chan et le Pang Chan.

A près de 6 degrés de latitude au sud de Pékin est situé Si-ngan fou, et au sud de cette grande ville s'élèvent les sommets neigeux du puissant *Tsin-ling Chan*, qui se dirige en droite ligne de W. 12° N. à E. 12° S., et marque la limite entre la Chine du Nord et la Chine du Sud. C'est une chaîne de montagnes imposante, à structure dissymétrique; sur le versant nord, le gneiss atteint l'altitude de 11 000 pieds [3 350 m.]; les terrains plus récents sont au sud. Vers l'est, le long de la route qui conduit de Kai-foung fou à Siang-yang fou, la chaîne s'est complètement affaissée en profondeur, transversalement à sa direction; au delà de cette ligne, elle reparait dans les monts Ouai [Hwai], où elle atteint encore 4 000 pieds [1 200 m.]. Ses dernières ramifications se montrent au voisinage de Nanking, dans la région des bouches du Yang-tsé Kiang<sup>1</sup>.

La direction rectiligne E.S.E. du Tsin-ling Chan et de ses prolongements s'écarte donc notablement de la direction E.N.E. à N.E. de la région de Péking. Mais avant de parler de cette haute chaîne, il faut mentionner quelques régions situées au nord de celle-ci.

Le Weï Ho suit dans son cours supérieur la direction E.S.E. du Tsin-ling Chan, et jalonne le pied nord de ces montagnes. Un peu au-dessus de Si-ngan fou, il abandonne cette direction en même temps que le pied de la chaîne, et tourne à l'E.N.E.; ainsi orienté, il atteint, à Toung-kouan-ting, le fleuve Jaune, qui fait en ce point un coude brusque et prolonge ensuite la direction du Weï Ho jusqu'à sa sortie définitive des montagnes vers l'est. Dans le triangle compris entre la vallée du fleuve, qui court à l'E.N.E., et le Tsin-ling Chan, orienté à l'E.S.E., s'élèvent d'autres chaînons, formant au point de vue orographique des contreforts avancés du Tsin-ling Chan vers le nord. De ces chaînons, il faut d'abord séparer le Hoa Chan [Hwa Chan], de direction différente,

[1. Sur les chaînons des environs de Nanking, qui paraissent plutôt appartenir au faisceau des plissements sinien, infléchis à l'approche du Kouen-Lun, voir L. von Lóczy, Ouvr. cité, I, p. 317-358, cartes géol., pl. III et IV.]

situé près du confluent du Weï Ho et du Hoang Ho, et dont il sera question plus tard. Les autres chaînons, parmi lesquels il faut mentionner le Fou-niou Chan, près de la base du triangle, et le Soung Chan, près de son sommet septentrional, affectent aussi la direction E.S.E., mais leur structure ne résulte pas d'un plissement comme dans le Tsin-ling Chan, elle est déterminée par des fractures parallèles. C'est un ancien plateau, haché de failles, où les couches cambriennes sont recouvertes directement par le terrain houiller, sans l'intermédiaire du Calcaire carbonifère, dont l'extension ailleurs est si générale. Ces couches de houille transgressives sont donc situées en arrière du Tsin-ling Chan, plissé du nord au sud, à peu près comme les bassins houillers de Bohême en arrière des chaînes varisques, plissées du sud au nord.

Le Tsin-ling Chan a été traversé suivant diverses directions par David<sup>1</sup>, par Richthofen<sup>2</sup> et par Széchenyi et Lóczy<sup>3</sup>. La coupe transversale la mieux connue est celle qui correspond à la « route du Tsin-ling », conduisant du Nord dans le bassin de Han-tchoung fou, et que Richthofen a décrite en détail. Le versant septentrional est abrupt, et le versant méridional l'est également, comme dans une pièce de bois équarrie ; cependant, presque au centre de cette région, qui paraît si homogène au point de vue orographique, passe une importante limite tectonique. En venant du nord, Richthofen trouva d'abord une grande bande de gneiss, accompagné de granite rouge, puis des schistes azoïques et des roches massives, les couches de Wutaï, et des roches à chlorite et à hornblende. Cette zone supporte transgressivement des paquets de couches carbonifères à anthracite, comme c'est si souvent le cas dans les chaînes plissées anciennes de l'Europe. La zone des couches de Wutaï est suivie au sud de sédiments plissés, où les fossiles permettent de reconnaître le Silurien moyen, le Silurien supérieur, le Dévonien et le Calcaire carbonifère (fig. 64). Les trois premiers termes de cette série sont, comme nous l'avons dit, inconnus dans tout le vaste espace qui s'étend au nord du Tsin-ling Chan jusqu'à la Mongolie. Là, le Calcaire carbonifère repose

1. L'abbé Arm. David, *Journal de mon troisième voyage d'exploration dans l'empire Chinois*, 2 vol. in-8°, 3 cartes, Paris, 1875.

[2. *China*, II, p. 557-658, coupe, pl. VII; Atlas à 1 : 750 000, pl. 23-26.]

[3. Ouvr. cité, I, p. 395-667 : II. Theil, *Ueber das Gebirgssystem des Kwen-lun und seiner Umgebung in den westlichen Provinzen des eigentlichen China* (voir surtout le chap. IX, p. 442-471). L'expédition Széchenyi a franchi la chaîne du Tsin-ling un peu à l'W. de l'itinéraire relevé par F. von Richthofen, entre Tsin-tchéou et Kouang-yen (voir l'Atlas géologique à 1 : 1 000 000, feuille D III, et les coupes, p. 429 et 443).]

toujours sans intermédiaire sur les sédiments cambriens ; il est très frappant de constater qu'ici, comme dans les Alpes, les Andes et tant d'autres régions montagneuses, en pénétrant du plateau dans les hautes chaînes plissées, la série des dépôts marins se complète.

Au sud de cette zone plissée apparaît à Liou-pa-ting un massif de granite plus récent. Ce point est situé au sud de l'axe de la chaîne. Une bande de micaschistes argileux et de schistes à séricite — c'est peut-être du terrain carbonifère métamorphisé, — vient ensuite, avec une direction tout à fait anormale ; enfin l'on arrive à une zone de 22 milles géographiques [163 kilom.] de large, occupant environ le tiers de la largeur de toute la chaîne, et dont la direction est entièrement changée : tandis que de la lisière nord de la chaîne

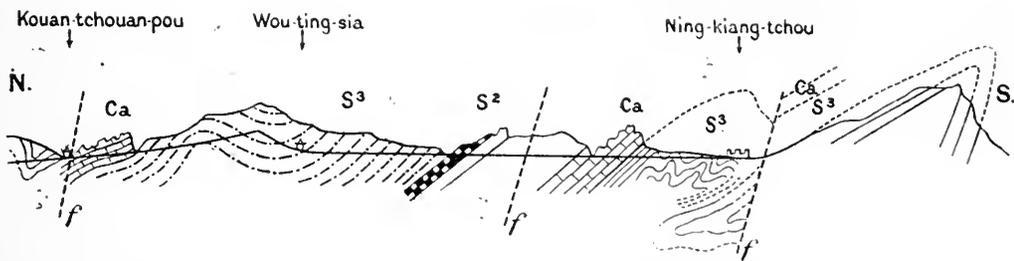


FIG. 61. — Chine méridionale. Coupe de la chaîne du Wouting (Chen-Si), entre Hang-tchoung fou et Kouang-yen, d'après F. von Richthofen (*China*, II, p. 620, fig. 119).

S<sup>2</sup>, Silurien moyen ; S<sup>3</sup>, Silurien supérieur ; Ca. Calcaire carbonifère. — f, f, Failles.

jusqu'au granite de Liou-pa-ting règne la direction E. 12° S., qui est la direction normale du Tsin-ling Chan, cette large zone s'oriente E.N.E. Nous avons ainsi atteint la région des plissements appartenant au « système sinien » ; leur direction passe au N.E. dans le Se-Tchouen et domine dans toute la Chine du Sud.

La roche qui, avec la direction sinienne, forme la large zone au sud du Tsin-ling Chan, est un gneiss micaacé, redressé presque jusqu'à la verticale et fortement plissé, avec de fréquentes intercalations de calcaire cristallin. Peut-être faut-il y voir, comme le suppose Richthofen, un faciès métamorphique des sédiments siluriens, modifiés par des influences ultérieures.

Mais, avant de parler des chaînes plissées du Sud de la Chine qui succèdent à la précédente, revenons encore une fois vers le nord.

Nous avons vu comment le *Rost* de Péking s'affaisse vers l'ouest au-dessus des plaines de Ta-toung fou et de Sin-tchéou. Le Sin-tchéou Chan en forme l'extrémité S.W. De la lisière de ce chaînon jusqu'au Hoang Ho se poursuit par Pao-ting fou et Tching-ting

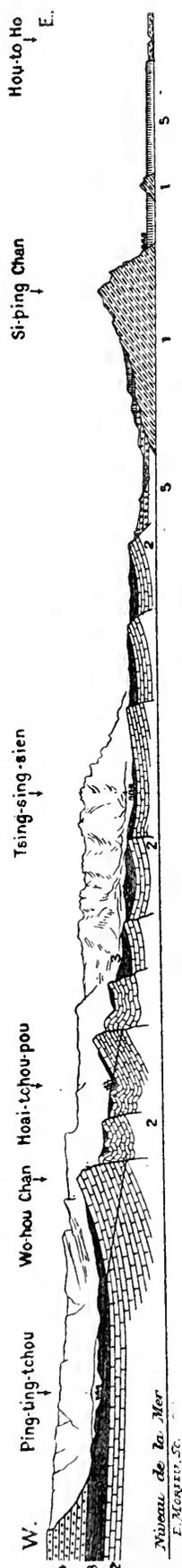


FIG. 62. — Coupe à travers les terrasses du Chan-Si oriental, de Ping-ting-tchou à Tching-ting fou, d'après F. von Richthofen (*China*, II, p. 442, fig. 93).

1. Terrain cambrien (*Suisse Formation*); 2. Calcaire carbonifère; 3. Calcaire carbonifère et couches à anthracite; 4. Grès supra-houiller; 5. Gravier, alluvions, loess. — Échelle des longueurs = 1 : 750 000.

fou, un escarpement abrupt, qui forme la limite occidentale de la grande plaine. A partir de Pao-ting fou, sa direction est S.S.W, et plus au sud il s'infléchit graduellement du S.S.W. au S.W. et à l'W.S.W. avant d'atteindre le Hoang Ho. Cet escarpement, haut d'environ 2 000 pieds [600 m.], porte sur toute sa longueur le nom de *Tai-hang Chan*. Au nord, à Tching-ting fou, affleure un paquet de terrains anciens; sauf cette exception, le *Tai-hang Chan* forme la lisière d'un vaste plateau de sédiments carbonifères, qui, du Nord, s'étendent en couches horizontales à travers tout le Sud du Chan-Si et le Nord du Chen-Si jusqu'au pied septentrional du Tsin-ling Chan. Un premier gradin comprend du Calcaire carbonifère et des sédiments contenant des lits de combustible; un second est formé de grès supra-houillers; le plateau atteint ainsi la hauteur de 5 000 pieds [1 500 m.]. A l'est et au sud-est, il s'affaisse par degrés successifs vers la grande plaine; le *Tai-hang Chan* lui-même correspond en partie à une flexure et en partie à des fractures étagées (fig. 62).

La façon dont la partie méridionale du *Tai-hang Chan* s'infléchit en arrière à l'W.S.W. est très remarquable, et le fait se reproduit d'une manière frappante dans une chaîne longue et étroite qui, formée de gneiss et d'autres roches anciennes, émerge du plateau carbonifère. Cette chaîne porte successivement les noms de Hoa Chan [Hwa Chan], au sud du Hoang Ho, puis de Foug-tiao Chan, Siao-mien Chan et Ho Chan. Je ne serais pas éloigné de regarder toute cette chaîne, jusqu'à plus ample informé, comme un horst resté en saillie au milieu du grand plateau affaissé. Au delà se succèdent des flexures et des fractures

de même sens jusqu'à la plaine de Ta-toung fou. Puis vient, vers l'ouest, un plateau de terrains mésozoïques contenant des couches de houille, dont la structure est semblable.

Ainsi, ce sont des voussoirs s'affaissant en gradins qui entourent tout le Nord de la grande plaine. La flexure du Nankouou au-dessus de Péking et le Tai-hang Chan, falaise bordière d'un plateau, sont les traits les plus caractéristiques de cette structure.

Au sud, les choses se présentent d'une manière toute différente. Nous avons déjà reconnu dans le Tsin-ling Chan une chaîne dissymétrique, plissée du nord au sud comme toutes les grandes chaînes de l'Asie, et on vient de voir comment à son flanc méridional se soudent d'autres plissements, qui se dirigent à l'E.N.E., et plus loin vers le sud au N.E. Le gneiss micacé avec calcaire cristallin que nous avons signalé sur le versant sud du Tsin-ling Chan est suivi, au sud de la dépression de Han-tchoung fou, d'une zone de plis renversés vers le sud, comprenant du Silurien, du Dévonien et du Calcaire carbonifère; et ces plis sont recouverts au sud par une nouvelle série de sédiments en stratification discordante. Cette nouvelle série débute par un calcaire d'âge inconnu, sur lequel reposent des couches de charbon qui appartiennent au Jurassique inférieur; celles-ci sont surmontées de sédiments rouges, argileux et sableux, probablement d'âge jurassique inférieur, qui remplissent le « bassin rouge » du Se-Tchouen<sup>1</sup>. Cette série plus récente a également éprouvé des mouvements latéraux et des fractures longitudinales.

Les plissements qui s'embranchent au flanc sud du Tsin-ling Chan se poursuivent, comme on l'a vu, à travers toute la Chine méridionale. Sur une étendue d'environ 40 degrés en latitude, dit Richthofen, ces chaînons très nombreux, dirigés de l'W.S.W. à l'E.N.E., parallèles les uns aux autres, mais étroitement serrés, sont coupés diagonalement ou transversalement par la côte, qui court en arc de cercle<sup>2</sup>. Nous avons vu que la même direction de plissement règne au Tonkin.

Pour les relations de la Chine avec les arcs insulaires, il convient de retenir ce qui suit :

[1. Sur les produits minéraux exploités dans ce bassin, voir L. Coldre, *Les Salines et les puits de feu de la Province du Se-Tchoan* (Annales des Mines, 8<sup>e</sup> sér., XIX, 1891, p. 441-528, 3 pl.); voir aussi le Rapport de P. Duclos sur *Les Mines et la métallurgie*, dans l'ouvrage : *La Mission lyonnaise d'Exploration Commerciale en Chine, 1895-1897*, in-4<sup>o</sup>, Lyon, 1898, p. 283-314 (Publication de la Chambre de Commerce de Lyon) : Yun-Nan, Kocî-Tcheou, Se-Tchouen.]

2. F. von Richthofen, *Führer für Forschungsreisende*, in-8<sup>o</sup>, Berlin, 1886, p. 309-310.

Dans la région de Nanking, le prolongement du Tsin-ling Chan atteint la mer. Au nord, tout est occupé par un plateau ancien sous lequel on observe çà et là les traces d'un plissement pré-cambrien des roches archéennes et azoïques, suivant la direction N.E. On n'y a pas signalé d'autres sédiments marins que ceux de l'époque cambrienne et du Calcaire carbonifère. Le Tsin-ling Chan ne correspond pas par son allure aux arcs insulaires. Au sud du Tsin-ling Chan viennent des chaînes plissées vers le sud, dans lesquelles on connaît bien du Silurien moyen et supérieur, ainsi que du Dévonien, mais où des dépôts marins plus récents sont jusqu'ici également inconnus, jusqu'au Yun-Nan. La direction des chaînes coïncide d'ailleurs avec celle du Sud du Japon, et c'est là qu'il faudrait chercher, d'après Naumann, l'amorce de l'arc du Japon méridional<sup>1</sup>

**12. Le Nord-Est de l'Asie.** — En Europe, la récurrence des plissements déjetés vers le nord, depuis les chevauchements anté-dévonien du Nord de l'Écosse jusqu'aux mouvements les plus récents des Alpes, nous a appris combien persistante peut être la direction du mouvement tangentiel dans une région étendue. La Chine offre un exemple analogue. Les plis anté-cambriens qui, dans la Chine du Nord, ont été rasés puis recouverts de sédiments cambriens horizontaux, affectent cette même direction N.E. qui règne au sud du Tsin-ling Chan, dans la vaste région, plissée à une époque beaucoup plus tardive, qui s'étend jusqu'au Tonkin.

Cette direction nord-est, le « système sinien » de Pumpelly, règne aussi, en subissant certaines déviations vers le N.N.E., dans toute la partie nord-orientale de l'Asie, de la Grande Muraille à la mer Glaciale. L'étude du raccordement de ces crêtes de l'Asie orientale, dirigées N.E. et N.N.E., avec l'Altaï et les chaînes du Tien Chan exigerait une discussion préalable des grands et pénibles travaux exécutés par les savants russes dans la région du Baïkal; mais une pareille discussion nous entraînerait trop loin de l'objet du présent chapitre, consacré aux contours du Pacifique, et doit

1. Le Tché-Kiang et le Fou-Kien sont malheureusement encore à peu près inconnus. P. W. Basset-Smith a trouvé sur les îles côtières des roches granitiques et felsitiques, et des schistes redressés verticalement (*Notes on the Geology of Part of the Eastern Coast of China*, Nature, XXXVI, 1887, p. 163-164 [et XXXIX, 1888, p. 610-611] : d'après P. W. Basset Smith, toute la côte, entre Hong-Kong et Chang-Haï, est en granite; dans le Kouang-Toung et le Fou-Kien, Adele M. Fielde signale, outre du granite, des grès rouges, probablement mésozoïques, affleurant dans la partie supérieure de la vallée du Han (Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, 1887, p. 30). Voir aussi C. Imbault-Huart, *Essai sur les gisements minéraux et l'industrie minière de la province du Kouang-Toung* (Bull. Soc. Géogr. Commerciale, Paris, XIX, 1897, p. 459-476, carte.)

être réservée pour un passage ultérieur<sup>1</sup>. Il suffira pour le moment de signaler quelques traits essentiels.

Déjà dans le Liao-Si, certains indices, par exemple dans l'I-you-lu Chan, permettent de penser que la direction N.N.E. apparaît; toutefois les observations sont ici très fragmentaires. Un fait plus important, c'est que Richthofen ait pu suivre une zone de pointements volcaniques courant du S.S.W. au N.N.E., de Weï-sien dans le Chan-Toung à Teng-tchéou fou et aux îles Miao-Tao, à travers la vallée du Liao; il suppose que cet alignement peut s'étendre jusqu'au voisinage de Mergen<sup>2</sup>. Richthofen déclare en outre que le Grand Khingan n'est pas une chaîne de montagnes, mais la lisière d'un plateau, et qu'il coïncide à peu près avec le prolongement de la lisière du plateau carbonifère du Chan-Si, le Taï-hang Chan<sup>3</sup>.

Si de Péking l'on suit à travers le Gobi oriental, vers le N.N.W., la route décrite par Mouchkétov, on rencontre au delà du désert, sur la rive droite de la Selenga, un faisceau de chaînes parallèles, qui se dirigent du S.S.W. au N.N.E.<sup>4</sup>. Venukov énumère, outre la longue chaîne des « Monts des Pommiers » ou Iablonovyi, dix chaînes parallèles<sup>5</sup>. Précisément, la dorsale des Iablonovyi représente, comme le Khingan, la lèvre d'une flexure affaïssée vers

[1. Voir aussi le t. I du présent ouvrage, p. 605, note 2, et p. 606, note 2; J. Deniker, *Les Explorations russes en Asie centrale, 1871-1895* (Annales de Géogr., VI, 1897, p. 408-430, pl. XI, carte); L. Raveneau, *Travaux des Russes dans l'Asie septentrionale* (Ibid., VII, 1898, p. 351-362 et 429-440). Le lecteur trouvera notamment, dans le second de ces articles, d'une information riche et sûre, un aperçu des récentes *Explorations géologiques et minières le long du chemin de fer de Sibérie*, dont les vingt premiers fascicules, enrichis de nombreuses cartes, ont déjà paru (en russe, avec résumés en français, in-4°, Saint-Pétersbourg, 1896-1899). — Une carte géologique de la Transbaïkalie et du Bassin de l'Amour est jointe à l'ouvrage de Ed. D. Levat, *L'Or en Sibérie Orientale*, 2 vol. in-8°, Paris, 1897 (I, p. 180). — Voir aussi P. Séménov, J. Tschersky et G. von Petz, Traduction russe de l'*Erdkunde Asiens* de Carl Ritter : *Sibérie Orientale, Lac Baïkal et Pays Cisbaïkaliens, Transbaïkalie et Steppe de Gobi. Additions au texte russe de Ritter, d'après les documents recueillis postérieurement à sa publication (1832-1894)*, 2 vol. in-8°, Saint-Pétersbourg, 1894 et 1895.]

2. Richthofen, *China*, II, p. 50 et *passim*. — Le volcan Pei Chan, aux sources du Soungari, paraît être un peu à l'E. de cette ligne (voir Proc. R. Geogr. Soc. London, VIII, 1886, p. 779). Richthofen groupe avec ces traces l'éruption volcanique du Ujun-Choldongi en 1721-22, mentionnée par Venukov; cette région se trouve à 25 verstes S.E. de Mergen, sur la rivière Nemer, non loin de la chaîne Daousse-Alin, qui sera bientôt mentionnée. [Voir aussi E. von Cholnoky, *Kurze Zusammenfassung der wissenschaftlichen Ergebnisse meiner Reise in China und in der Mandchurei in den Jahren 1896-1898* (Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXVI, 1899, p. 251-261, carte schématique).]

3. Richthofen, *China*, II, p. 520 et *passim*.

4. J. Mouchkétov, *Notes géologiques sur la Mongolie orientale* (Gornoi Journal [Journal des Mines russes], 1881, II, p. 80-98, carte géol. de la route du Dolon-nor au lac Tarei).

5. Wenjukow, *Die russisch-asiatischen Grenzlande*, deutsch von Kraemer, in-8°, Leipzig, 1874, p. 187.

l'est ou d'une fracture ; c'est ce qu'indiquent toutes les descriptions de la route du Baïkal à Tchita et l'affirmation expresse de Kropotkin. De là part la grande dorsale de partage des *Stanovoï*, explorée par Middendorf; c'est un plateau de largeur variable, au-dessus duquel se dressent quelques arêtes secondaires, dont le bord oriental s'avance au N.E. et au N.N.E., transversalement à la vallée de l'Amour, jusqu'à la mer d'Okhotsk, puis forme sa rive occidentale et continue plus au nord vers l'Océan Glacial. A l'est, cette chaîne est suivie de plusieurs autres, qui toutes se dirigent N.E. ou N.N.E., notamment le Daousé Alin (chaîne de la Boureïa de Middendorf), et le Sikhota Alin, la chaîne côtière de la Mandchourie. Kropotkin a publié un schéma fort instructif des lignes directrices de ces chaînes, qui montrent toutes une certaine tendance à converger vers la moitié sud de la mer d'Okhotsk, et qui toutes disparaissent sur la rive méridionale de cette mer<sup>1</sup>. C'est de là que provient le grand nombre d'îles et de baies sur cette étendue de côte, qui est une véritable côte à *rias*, comme celle du Sud-Est de la Chine. C'est dans une de ces baies, la baie de Toumour, au port de Mamba, à l'ouest de l'île de la Petite Chantar, au cap Karaoulnoï, que Middendorf a trouvé, dans des schistes argileux très contournés, les premiers exemplaires de la *Pseudomonotis Ochotica*, qui montrent que le terrain triasique a été affecté par le redressement de ces chaînes; ce fossile, comme on le verra plus tard, a acquis une importance spéciale pour l'histoire de l'Océan Pacifique tout entier<sup>2</sup>.

Le sillon du lac Khanka, de l'Oussouri et de l'Amour inférieur marque à peu près, sur les cartes, la lisière occidentale de la chaîne côtière du Sikhota Alin, et Reclus, dans sa *Géographie Universelle*, a pu dire avec raison, en s'appuyant sur Kropotkin, qu'une submersion de faible amplitude transformerait le Sikhota Alin en un nouvel arc insulaire<sup>3</sup>.

1. P. Kropotkin dans E. Reclus, *Nouvelle Géographie universelle*, VI, gr. in-8°, Paris, 1881, p. 813. [L'original a paru à plus grande échelle (1 : 6 720 000) avec texte russe, sous le titre d'*Esquisse générale de l'Orographie de la Sibirie Orientale*, dans les mémoires (Zapiski) de la Société Imp. Russe de Géographie, V, 1875, p. 1-91.]

2. G. v. Helmersen dans A. Th. v. Middendorf, *Reise in den äussersten Norden und Osten Sibiriens*, I, in-4°, St. Petersburg, 1848, p. 219, Atlas, pl. XVII. [Le Trias a été retrouvé récemment dans la baie de l'Oussouri et à l'île Rousskiï, près de Vladivostok, à l'autre extrémité de la chaîne du Sikhota Alin; C. Diener, *Triadische Cephalopodenfaunen der Ostsibirischen Küstenprovinz* (Mém. Comité Géol. St.-Petersbourg, XIV, n° 3, 1893, 39 p., 5 pl.).]

3. E. Reclus, Ouvr. cité, p. 860. [Voir D. W. Ivanow, *La chaîne du Sikhota-Aline. Esquisse orographique et géologique d'après les données recueillies en 1894-1896* (Explor. géol. et minières Chemin de fer de Sibirie, Livr. XVI, 120 p., carte schématique des chaînes et carte géol., 1898).]

La comparaison des travaux de Richthofen dans le Nord de la Chine avec les travaux des Russes dans la Sibérie orientale nous fait donc voir que le Tai-hang Chan dans le Chan-Si, le Grand Khingán dans la Mongolie, les monts des Pommiers dans la Transbaïkalie et la partie orientale de la crête de partage des Stanovoï, des monts des Pommiers jusqu'au delà d'Okhotsk, représentent le bord d'autant de grands plateaux qui se sont affaissés dans la direction de l'Océan Pacifique. « Certains faits, dit Richthofen, indiquent que le bassin du Pacifique est bordé de failles étagées d'une très grande amplitude <sup>1</sup>. »

En avant de ces lignes se trouvent les fragments de plateaux anciens qui entourent la mer Jaune, et en avant de ces plateaux viennent les arcs insulaires. Ceci établi, nous pouvons chercher à préciser les relations de ces arcs avec le continent.

On ne peut rien dire sur l'origine de l'arc des Riou-Kiou, tant que la structure de Formose ne sera pas mieux connue.

L'arc du Japon méridional est raccordé par Naumann à la partie septentrionale de la côte à rias du Sud de la Chine<sup>2</sup>. Cet arc enveloppe les fragments de plateaux qui avoisinent la mer Jaune, et l'arc du Japon septentrional vient converger avec lui dans des conditions assez exceptionnelles.

Ensuite, autant du moins que nous pouvons en juger dans l'état actuel des recherches, apparaît, extérieurement à l'arc du Japon septentrional, l'arc du milieu de Yéso, qui semble représenter une partie de l'arc de Sakhalin ; l'arc du Japon septentrional vient ainsi s'insérer en quelque sorte entre la chaîne côtière et l'arc qui la précède. Plus loin encore, on rencontre du côté externe l'arc des Kouriles avec le Kamtchatka oriental, du côté interne le tronçon du Kamtchatka occidental.

On ne peut pas dire que ces arcs convergent en dessinant un angle rentrant, comme les hautes chaînes asiatiques au Jhelam, ou comme les chaînes armoricaine et varisque entre Douai et Valenciennes, ou comme l'Oural et l'arc de la Novaïa Zemlia au Konstantinov Kamen. Seul, le brusque rebroussement des plis au milieu de Hondo fait exception : ici, la déviation est bien réellement du même ordre que dans les exemples précédents, toutefois il s'y pro-

1. F. von Richthofen, *Führer für Forschungsreisende*, p. 605.

[2. Lóczy, contrairement à l'opinion de Naumann et de Harada, voit dans les chaînes du Japon méridional la continuation de l'arc du Kouen-Lun légèrement dévié (L. Lóczy, *Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Reise des Grafen B. Széchenyi*, I, 3. Theil, *Beschreibung der geologischen Beobachtungen*). Voir aussi le t. I du présent ouvrage, p. 605, note 2.]

duit quelque chose de particulier, par suite de l'adjonction de la chaîne des Shichito; l'arc du Japon septentrional prolonge d'ailleurs très exactement l'arc du Japon méridional, d'une manière qui rappelle les conditions réalisées dans le détroit d'Ormuz, où semble se rencontrer une échancrure secondaire du même genre (I, p. 553).

Ainsi, les arcs insulaires se rattachent les uns aux autres ou se remplacent latéralement sous un angle obtus; au contraire, à partir des Alcoutiennes, en allant vers l'Amérique, ces arcs acquièrent une individualité bien plus nette : on les voit désormais se faire face et se raccorder suivant un mode qui s'écarte beaucoup moins du rebroussement normal (*Schaarung*).

Si l'on fait abstraction des Philippines, dont les attaches ne sont pas encore éclaircies, on constate d'ailleurs que ces arcs sont en rapports très intimes avec la structure du continent asiatique. L'Asie se compose d'un fragment de l'Indo-Afrique, l'Hindoustan, qui a joué le rôle d'obstacle et dont nous n'avons pas à nous occuper ici, et d'un grand compartiment de la surface terrestre qui a été refoulé vers le sud. Les plis sont, il est vrai, interrompus et séparés par des plateaux, qui viennent s'y intercaler comme des massifs rigides, mais, dans ces plateaux eux-mêmes, on peut reconnaître les traces d'un plissement de même sens, quoique beaucoup plus ancien.

On montrera plus loin en détail que l'Himalaya se termine réellement au Brahmapoutra. Ce sont des chaînes situées en arrière de l'Himalaya qui se joignent aux chaînes méridiennes du Yun-Nan pour se prolonger, en face de l'extrémité de l'Himalaya, dans l'arc malais. Nous avons suivi cet arc à travers les îles Banda jusqu'à la côte de la Nouvelle-Guinée. Bien qu'au sud il dépasse beaucoup l'Équateur, nous pouvons dire cependant, au point de vue tectonique, que cet arc tout entier est *derrière* l'Himalaya : si l'on veut, en numérotant les grandes zones de plissement de l'extérieur à l'intérieur, l'Himalaya serait ainsi désigné par le chiffre 1 et l'arc Malais par le chiffre 2. La rencontre des deux chaînes montagneuses au-dessus du vousoir triangulaire correspondant au plateau de Shillong diffère par là de ce qu'on observe au Jhelam.

On a déjà vu que l'ignorance où nous sommes de la géologie de Formose nous interdit de porter un jugement sur l'arc des Riou-Kiou; mais, selon toute vraisemblance, l'arc du Japon méridional dérive des plissements du Sud de la Chine absolument de la même manière que l'arc malais des chaînes du Yun-Nan, et il est situé *derrière* l'arc malais comme celui-ci vient *en arrière* ou *à l'intérieur* de l'Himalaya.

De même, les chaînes de la Sibérie orientale sont en arrière ou à l'intérieur de celles du Sud de la Chine, et, malgré la disposition singulière de l'extrémité nord de l'arc du Japon septentrional, venant pénétrer, comme on l'a vu, dans l'île de Yéso, nous pouvons regarder tous les arcs qui sont en relation avec les chaînes de la Sibérie orientale comme situés plus en arrière encore. A cet égard, l'absence de renseignements précis sur Sakhalin et sur la partie moyenne de Yéso est fort à regretter, car la carte montre une correspondance de tracé beaucoup plus exacte entre la chaîne côtière du Sikhota-Alin et l'arc lointain des Kouriles qu'avec l'île de Sakhalin, située dans l'intervalle.

La côte de l'Asie orientale ne représente donc pas une série de chaînes indépendantes, s'avancant dans la mer, mais plutôt *une virgation gigantesque de l'Eurasie sur toute sa largeur* : il y a écartement progressif des systèmes de plissements qui, étroitement serrés les uns contre les autres dans l'intérieur du continent, y constituent des massifs montagneux si puissants et si élevés. En même temps, chacun des grands rameaux divergents, à son extrémité, c'est-à-dire du côté de l'Océan, manifeste une tendance à se recourber vers le nord, et c'est ainsi que se forment les guirlandes insulaires de l'Asie orientale.

13. **L'arc des Aléoutiennes.** — Il n'y a guère de partie des contours du Pacifique où la disposition en arc de cercle soit plus nettement marquée que dans la zone de volcans et de fragments de chaînes qui s'étend des îles du Commandeur, par les Aléoutiennes, à la presqu'île d'Alaska, à Kadiak et à Kenaï, en séparant la mer de Bering de l'Océan. Grewingk, en 1850, a donné, en se fondant sur les renseignements que l'on possédait alors, une description géologique et une carte de cette région qu'on peut encore aujourd'hui consulter avec profit; il la comparait à une corde à nœuds qui, tendue entre les piliers rocheux de l'Amérique et de l'Asie, se serait affaissée sous son propre poids en rabattant ses supports l'un contre l'autre<sup>1</sup>. Le contraste des directions aléoutienne et américaine a été également figuré par Grewingk dans un schéma

1. C. Grewingk, *Beitrag zur Kenntniss der orographischen und geognostischen Beschaffenheit der Nordwest Küste Amerikas mit den anliegenden Inseln* (Verhandl. der Russisch- K. Min. Ges. zu St. Petersburg für 1848-49, p. 215, 1850); Ed. von Eichwald, *Geognostisch-palaeontologische Bemerkungen über die Halbinsel Mangischlak und die Aleutischen Inseln*, in-8°, St. Petersburg, 1871. [Voir aussi G. M. Dawson, *Geological Notes on some of the Coasts and Islands of Bering Sea and Vicinity* (Bull. Geol. Soc. of America, V, 1894, p. 417-446).]

des lignes directrices; les recherches ultérieures de Dall semblent indiquer qu'entre le Mackenzie et la haute vallée du Yukon, par environ 64° de lat. N., les chaînes des Aléoutiennes et de l'Amérique occidentale viennent se raccorder sous un angle assez aigu<sup>1</sup>.

La chaîne dirigée N.E. qui forme cette partie du faisceau est appelée par Grewingk *Tschigmit-Gebirge*; Dall la nomme *Alaskan Range*. Elle est située à l'intérieur de la chaîne principale qui, de la côte nord du Cook Inlet, se poursuit à travers la presqu'île d'Alaska et l'arc insulaire<sup>2</sup>. La dépression même du Cook Inlet et le détroit de Shelikof sont orientés dans le sens de la direction de la chaîne, à peu près comme le golfe d'Ancud et le canal Moraleda dans le Chili méridional. Le golfe Chugatch [Prince William Sound] et l'embouchure de la Rivière du Cuivre marquent le point où le rebroussement se fait sentir dans le dessin du rivage par un angle rentrant. On ne peut guère décider actuellement si, au nord, les monts Roumiantsev, entre le Fort Yukon et l'Océan Glacial, ou les couches paléozoïques redressées que Beechey rencontra au

1. W. H. Dall, *Alaska and its Resources*, in-8°, Boston, 1870, p. 286. Voir aussi W. H. Dall, *Explorations in Russian America* (Amer. Journ. Sc., 2<sup>d</sup> Ser., XLV, 1868, p. 96-99, et 3<sup>d</sup> Ser., XI, 1876, p. 242); C. A. White, *On a small Collection of mesozoic fossils collected in Alaska by Mr. W. H. Dall* (U. S. Geol. Survey, [Bull. n° 4, 1884, p. 98-103). Pour le Yukon, voir Krause, *Zeitschr. Ges. f. Erdkunde*, Berlin, XVIII, 1883, p. 348; Schwatka, *Journ. Amer. Geogr. Soc.*, XVI, 1884, p. 374 et *passim*. [Voir surtout S. F. Emmons, *Alaska and its Mineral Resources* (National Geogr. Mag., Washington, IX, 1898, p. 139-172, pl. 4 : carte géol.); W. H. Dall, *Report on Coal and Lignite of Alaska* (17<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1895-96, pt. I, p. 763-908, pl. XLVIII-LVIII, 1896); G. F. Becker, *Reconnaissance of the Gold Fields of Southern Alaska, with some Notes on General Geology* (18<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1896-97, pt. III, p. 1-86, pl. I-XXXI, 1898); J. E. Spurr and H. B. Goodrich, *Geology of the Yukon Gold District, Alaska* (Ibid., p. 87-392, pl. XXXII-LI, 1898).]

[2. Au sud du Yukon, le bassin de la rivière Tanana est occupé par un vaste massif de granite, probablement archéen, orienté N.W.-S.E., que surmontent des terrains sédimentaires plus ou moins métamorphiques, sans fossiles, et eux-mêmes recoupés par de nombreux dykes de roches granitoïdes (*Birch Creek, Forty Mile et Rampart Series*); ces formations schisteuses, qui constituent la roche-mère de l'or, déterminent le long du Yukon, au Klondyke et vers le confluent de la Tanana, les coupures connues sous le nom de *Ramparts*. Le Calcaire carbonifère (*Tahkandit Series*), ainsi que les dépôts détritiques et charbonneux du Crétacé (*Mission Creek*) et de l'Éocène (*Kenai*), se montrent encore plissés, tandis que des couches néogènes à empreintes végétales et des boues lacustres d'origine récente constituent de grandes plaines, notamment aux environs du Fort-Yukon (J. E. Spurr, mém. cité; voir notamment la carte géol. générale, pl. XXXVIII, p. 252); voir aussi C. W. Hayes, *An Expedition through the Yukon District* (National Geogr. Mag., IV, 1892, p. 117-159, pl. 18-20; Bull. Geol. Soc. of America, III, 1892, p. 495-496); et *The Yukon District* (Journ. School Geogr., N. Y., I, 1897, p. 236-241, 269-274); I. C. Russell, *Notes on the Surface Geology of Alaska* (Bull. Geol. Soc. of America, I, 1890, p. 99-162, pl. 2); *Alaska, its Physical Geography* (Scottish Geogr. Mag., X, 1894, p. 393-413, carte); *A Journey up the Yukon River* (Bull. Amer. Geogr. Soc., XXVII, 1895, p. 143-160); G. F. Becker, *Distribution of Gold Deposits in Alaska* (Journ. of Geol., III, 1895, p. 960-962); G. M. Dawson, Constantine, and W. Ogilvie, *Gold in the Yukon* (Scottish Geogr. Mag., XIII, 1897, p. 421-426).]

voisinage du cap Lisburn, doivent être regardés comme des chaînons septentrionaux, parallèles à l'arc des Aléoutiennes.

Le morcellement de la chaîne montagneuse, qui se traduit par l'avancée, dans un isolement complet, de la presqu'île d'Alaska, puis par la séparation des groupes insulaires qui suivent, constitue un nouvel exemple d'un phénomène que nous avons appris à connaître du Kamtchatka aux Kouriles, de l'Arrakan aux Nicobar et sur d'autres côtes de structure Pacifique. Mais ici intervient en outre, dans la configuration orographique de la péninsule, une forme d'érosion qui est propre aux régions du Nord : ce sont les vallées transversales extrêmement profondes qu'on nomme en Norvège *Eyd*, dans l'Alaska *Perenossi*, ou « portages », comme on dit au Canada, en appliquant d'ailleurs ce mot aux lignes de faite très basses du bouclier arasé. Ce sont ces mêmes vallées profondes que Boas décrit dans la presqu'île Cumberland, où elles font communiquer les fjords correspondants des deux côtes (II, p. 45). De même que la presqu'île Cumberland, l'Alaska est fréquemment tronçonné par des sillons de ce genre. Le premier de ces passages encaissés croise la partie septentrionale de la presqu'île, par le grand lac Iliamna, et Grewingk compte encore cinq autres *Perenossi*, où l'on rencontre fréquemment des lacs; et l'on a assuré à Dall que quelques-uns de ces passages sont si bas, que dans toute la traversée il est à peine besoin de tirer le bateau hors de l'eau.

On connaît des roches archéennes sur la côte S.E. de Kenaï et de Kadiak, ainsi qu'en plusieurs points de la presqu'île d'Alaska; à Unalaska et dans quelques-unes des îles occidentales jusqu'à Attou, on signale des roches métamorphiques et des porphyres anciens comme substratum. Aux îles du Commandeur, ce substratum est archéen. Au cap Nunakhalkak, sur la côte N.E. d'Alaska (par 58° 20' environ), Pinart a trouvé des fossiles du terrain triasique<sup>1</sup>; sur la côte orientale on connaît des dépôts jurassiques qui semblent appartenir à divers étages du Jura moyen et supérieur, et les couches à Aucelles se montrent aussi bien sur plusieurs points de la côte E. qu'à Port-Müller, sur la côte N.W. de la péninsule<sup>2</sup>.

Les formations tertiaires de cette région méritent une atten-

1. P. Fischer, *Sur quelques Fossiles de l'Alaska*, dans A.-L. Pinart, *Voyages à la Côte nord-ouest de l'Amérique*, in-4°, 1873, I, p. 32-36, 1 pl.

[2. Pour l'indication des localités fossilifères nouvelles découvertes dans l'Alaska, avec un résumé de nos connaissances sur la paléontologie de cette région, voir W. H. Dall, *Report on Coal and Lignite of Alaska*, p. 864-908 (avec appendice par F. H. Knowlton, Ch. Schuchert et A. Hyatt).]

tion spéciale et pourraient faire utilement l'objet de recherches nouvelles. Sur un grand nombre de points, notamment dans le Cook Inlet, on rencontre les dépôts tertiaires à empreintes végétales, avec couches de lignite, qui caractérisent tant de parties des régions arctiques. Heer en a décrit la flore<sup>1</sup>. Ils s'étendent jusqu'au cap Tolstoï, sur le Norton Sound. Au-dessus de ces couches à plantes, Dall a trouvé dans le voisinage de Nulato, sur le bas Yukon, un grès brun avec *Crepidula*, *Ostræa* et autres coquilles marines d'espèces éteintes. Ce grès a une assez grande extension. Aux îles Shumagin, situées en avant de la côte S.E. de la presqu'île d'Alaska, Dall a observé, au-dessus d'une syénite ou d'un granite, d'abord des quartzites très métamorphisés, puis des schistes sableux bleuâtres avec couches de lignite, bois silicifié, conglomérats et feuilles de *Platanus*; au-dessus, des conglomérats et des sables avec *Sequoia*, et plus haut le grès brun marin avec *Crepidula*, vertèbres de baleines, huitres et bois perforé. Les couches tertiaires sont traversées par des basaltes<sup>2</sup>.

Ces dépôts, appartenant au Tertiaire moyen, à ce qu'il semble, sont jusqu'ici la seule trace d'une communication avec les couches marines tertiaires qui ont été signalées au Spitzberg et dans le Groenland oriental (II, p. 100, 106). On doit bien se garder de les confondre avec d'autres couches marines qui contiennent des coquilles d'espèces vivantes, ou du moins une faune très voisine de la faune actuelle, et que beaucoup d'observateurs ont regardées aussi comme tertiaires. Ces dernières couches se trouvent en beaucoup de points de l'arc des Aléoutiennes, ainsi qu'au Kamtchatka, à Sakhalin et aux îles Pribilof<sup>3</sup>, adossées horizontalement aux roches anciennes du rivage, et Grewingk a noté à bon droit leur ressemblance frappante avec les couches coquillières de Beauport près de Québec, au Canada.

Enfin une zone de puissants volcans prend part à la constitu-

1. O. Heer, *Flora Fossilis Alaskana*, in-4°, 41 p., 10 pl., Stockholm, 1869 (K. Svenska Vetenskaps-Akad. Handl., VIII, n° 4). [Voir aussi F. H. Knowlton, *A Review of the Fossil Flora of Alaska, with Descriptions of New Species* (Proc. U. S. Nat. Mus., XVII, 1894, p. 207-240, pl. IX; Extr., Bull. Geol. Soc. of America, V, 1894, p. 573-590). La flore de Kenai est aujourd'hui considérée comme éocène (F. H. Knowlton in J. E. Spurr, 18<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, pt. III, p. 194-196).]

2. W. H. Dall, *Note on Alaska Tertiary Deposits* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XXIV, 1882, p. 67-68). [Voir aussi W. H. Dall and G. D. Harris, *Correlation Papers-Neocene* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 84, 1892, p. 232-268, pl. III : carte géol.); W. H. Dall, *Report on Coal and Lignite of Alaska*.]

[3. J. Stanley-Brown, *Geology of the Pribilof Islands* (Bull. Geol. Soc. of America, III, 1892, p. 496-500).]

tion de l'arc des Aléoutiennes. Il est superflu de les énumérer. Avec le puissant Iliamna et le Ujukuschatsch (ou Burnt Mountain), sur le côté ouest du Cook Inlet, cette zone volcanique pénètre sur le continent américain. Elle est très active; plusieurs grandes éruptions se sont produites au cours du dernier siècle, notamment la formation en 1796 du nouveau volcan Saint-Jean-Bogoslov, qui émerge de l'Océan à l'ouest de la pointe nord d'Unalaska; en dernier lieu, l'entrée du Cook Inlet, en décembre 1883, a été le théâtre de violents phénomènes volcaniques <sup>1</sup>.

14. **Côte occidentale d'Amérique.** — Nous avons décrit précédemment les hautes chaînes de montagnes qui bordent la côte Pacifique de l'Amérique<sup>2</sup>. Le contraste entre leur direction et celle des Aléoutiennes est frappant. Dans le détroit de Chatham, à l'E. de Sitka, Blake a vu les micaschistes presque verticaux se diriger parallèlement à la côte<sup>3</sup>, et nous avons appris par les travaux des géologues canadiens que Vancouver et les îles de la Reine-Charlotte ne doivent être regardées que comme des chaînes extérieures des Cordillères qui traversent la partie nord-ouest de l'Amérique. Plus au sud, on atteint le grand épanchement de laves de Washington et de l'Oregon<sup>4</sup>, sous lequel des débris isolés de la Cordillère affaissée demeurent seuls visibles<sup>5</sup>. C'est dans la Cascade Range que ces produits éruptifs atteignent leur plus grande hauteur<sup>6</sup>,

[1. Sur les volcans de l'Alaska, voir G. F. Becker, 48<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1896-97, pt. III, 1898, p. 12-30, pl. II-X, en particulier, p. 14-17 (tableau des éruptions).]

[2. Voir I, p. 790-806.]

3. T. A. Blake, *Topographical and Geological Features of the Northwest Coast of America* (Amer. Journ. Sc., 2<sup>d</sup> Ser., XLV, 1868, p. 242-247). [Sur la géologie du Sud-Est de l'Alaska, voir H. P. Cushing, *Notes on the Geology of the Vicinity of Muir Glacier* (National Geogr. Mag., Washington, IV, 1892, p. 56-62, carte); G. H. Williams, *Notes on some Eruptive Rocks from Alaska* (Ibid., p. 63-74); G. W. Garside, *The Mineral Resources of Southeast Alaska* (Trans. Amer. Inst. Mining Engineers, XXI, 1893, p. 815-823, carte); J. J. Stevenson, *Some Notes on South-Eastern Alaska and its People* (Scottish Geogr. Mag., IX, 1893, p. 66-83, carte); H. F. Reid, *Glacier Bay and its Glaciers* (16<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1894-95, pt. I, p. 421-461, pl. LXXXIII-XCVI, 1896, en particulier p. 433 et pl. XC : carte géol.); H. P. Cushing, *Notes on the Areal Geology of Glacier Bay, Alaska* (Trans. New York Acad. Sc., XV, 1895-96, p. 24-34, pl. I : carte) : calcaire et schistes paléozoïques, diorites quartzifères, etc.)]

[4. I. C. Russell, *A Geological Reconnaissance in Central Washington* (U. S. Geol. Survey, Bull. No. 108, 1893, 108 p., 12 pl.); *A Reconnaissance in Southeastern Washington* (U. S. Geol. Survey, Water-Supply and Irrigation Papers, No. 4, 1897, 96 p., 7 pl.)]

[5. Pour des exemples de plissement dans les couches de charbon tertiaires, souvent presque verticales, de l'État de Washington, voir Bailey Willis, *Some Coal Fields of Puget Sound* (48<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1896-97, pt. III, 1898, p. 393-436, pl. LII-LXVIII; notamment la carte structurale, pl. LX).]

[6. E. D. Cope, *Sketches of the Cascade Mountains of Oregon* (Amer. Naturalist,

et les forêts enfouies sous les laves rappellent les gisements semblables d'âge tertiaire qui sont si répandus dans les hautes latitudes<sup>1</sup>. Cette région volcanique s'étend jusqu'au mont Shasta, et quelques observateurs considèrent même comme en faisant encore partie la zone du Lassen's Peak, qui se relie à la Sierra Nevada<sup>2</sup>.

Nous nous rapprochons ici de la région des Basin Ranges, dont la structure est si particulière : des chaînes de direction plus ou moins méridienne ont été formées par plissement, puis la région plissée, en s'affaissant, a été découpée par des cassures ayant sensiblement la même direction que ces faisceaux de plis. Or, Diller a montré que la structure des Basin Ranges s'étend à la partie septentrionale de la Sierra Nevada. Entre le Sacramento et le Honey Lake, cette chaîne est également coupée, en effet, par deux failles à peu près longitudinales, qui forment l'American Valley et l'Indian Valley, avec affaissement de la lèvre orientale et plongement des couches à l'ouest, en général. La rive occidentale du Honey Lake est jalonnée par une troisième ligne de fracture, qui correspond à la lisière orientale de la Sierra. Le bord externe de la chaîne vers l'ouest paraît être renversé<sup>3</sup>.

Les différences de structure entre les Coast Ranges et la Sierra Nevada, qui paraissaient se dégager des travaux antérieurs, semblent en réalité, d'après les recherches nouvelles, beaucoup moins profondes<sup>4</sup>. Au nord, Diller a trouvé à l'ouest de Shasta Valley, dans la région des Coast Ranges, des fossiles du Calcaire carbonifère, et plus au sud, White a mis en lumière l'identité des couches à Aucelles des Coast Ranges avec celles de la Sierra. Becker considère les deux chaînes de montagnes comme faisant partie, l'une et

XXII, 1888, p. 996-1005); *The Silver Lake of Oregon and its Origin* (Ibid., XXIII, 1889, p. 970-982. pl. 40, 41); I. C. Russell, *Volcanoes of North America*, in-8°, 346 p., 16 pl., New York, 1897; J. S. Diller, *Crater Lake, Oregon* (Amer. Journ. Sc., 4<sup>th</sup> Ser., III, 1897, p. 165-172, pl. V; National Geogr. Mag., VIII, 1897, p. 33-48, pl. 1; Smithsonian Report, 1897, p. 369-379, 16 pl.); I. C. Russell, *Glaciers of Mount Rainier*, et G. O. Smith, *The Rocks of Mount Rainier* (18<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1896-97, pt. II, 1898, p. 349-423, pl. LXV-LXXXII).]

[1. C. E. Dutton, S. F. Emmons, *The submerged Trees of the Columbia* (Science, New York, IX, 1887, p. 82-84, 156-157).]

[2. Les dernières éruptions, dans ce district, paraissent ne remonter qu'à une époque toute moderne; J. S. Diller, *A late Volcanic Eruption in Northern California and its peculiar Lava* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 79, 33 p., 17 pl., 1891).]

3. J. S. Diller, *Notes on the Geology of Northern California* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 33, 1886, p. 373-387). [Voir aussi H. W. Fairbanks, *The Great Sierra Nevada Fault Scarp* (Appleton's Popular Science Monthly, LII, 1898, p. 609-621).]

[4. Voir I, p. 794 et suiv.; voir aussi H. W. Fairbanks, *The Geology of the San Francisco Peninsula* (Journ. of Geol., V, 1897, p. 63-76); F. L. Ransome, *The Age of the California Coast Ranges* (Amer. Geologist, XIX, 1897, p. 66-67).]

l'autre, du système des Cordillères occidentales. Depuis le Crétacé inférieur, et vraisemblablement depuis une époque plus ancienne encore, toute la région comprise entre les monts Wasatch et la côte du Pacifique a été, d'après Becker, affectée de la « tendance récurrente, sinon continue, à une compression latérale, s'exerçant essentiellement dans une seule et même direction<sup>1</sup> ».

De ce mouvement de plissement se distinguent, avec une netteté croissante, les grandes fractures d'où est résulté le morcellement de la région. Dans le Nord, entre les monts Siskiyou et la chaîne des Cascades (Sud de l'Oregon), le terrain crétacé est redressé, d'après Whitney<sup>2</sup>; au pied occidental de la Sierra Nevada, dans les Foothills, le Crétacé supérieur est horizontal. Dans les Coast Ranges, des couches du Tertiaire moyen ont encore participé au plissement. L'âge des plissements diffère donc suivant les lieux, autant

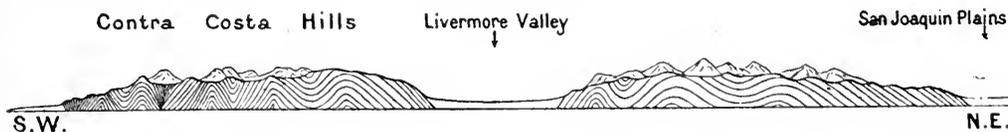


FIG. 63. — Plissements des chaînes côtières de Californie, le long du Central Pacific R. R., d'après J. Le Conte (*American Journal of Science*, 3<sup>d</sup> Ser., XI, 1876, p. 298). — Échelle de 1 : 500 000 environ (hauteurs et longueurs).

que l'allure des couches en peut témoigner. Les fractures et les affaissements, il est vrai, sont aussi d'âge différent, mais la manière dont ces failles recoupent les faisceaux de plis ne permet pas de douter qu'elles ne soient postérieures. La plupart des observateurs pensent qu'elles sont très récentes et que les mouvements qui se continuent encore aujourd'hui font partie de ces grands phénomènes<sup>3</sup>. Nous avons mentionné plus haut (I, p. 786) les observations

1. G. F. Becker, *Notes on the Stratigraphy of California* (U. S. Geol. Survey, Bull., n° 19, 1885, p. 212); et *Cretaceous Metamorphic Rocks of California* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XXXI, 1886, p. 348-357) [voir aussi A. C. Lawson, *The Cordilleran Mesozoic Revolution* (Journ. of Geol., I, 1893, p. 579-586).] Pour des renseignements paléontologiques sur les couches à Aucelles, voir C. A. White, *On the Mesozoic and Cenozoic Paleontology of California* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 15, 1885, p. 7-33) [et Monograph XII, 1888, p. 226-232, pl. III-IV].

[2. J. S. Diller, *Cretaceous and early Tertiary of Northern California and Oregon* (Bull. Geol. Soc. of America, IV, 1893, p. 205-224); F. M. Anderson, *Some Cretaceous Beds of Rogue River Valley, Oregon* (Journ. of Geol., III, 1895, p. 455-468).]

[3. Au sud-est de la Sierra Nevada, des dépôts lacustres d'âge très moderne ont été redressés et dénivelés, suivant une grande fracture dont le rejet atteindrait 900 mètres; C. D. Walcott, *The Post-Pleistocene Elevation of the Inyo Range, and the Lake Beds of Waucobi Embayment, Inyo County, California* (Journ. of Geol., V, 1897, p. 340-348). — Sur les tremblements de terre ressentis depuis le siècle dernier en Californie et dans les régions voisines, voir E. S. Holden, *A Catalogue of Earthquakes on the Pacific Coast, 1769 to 1897*, in-8°, 253 p., 4 cartes, 1898 (Smiths. Miscell. Coll., no. 1087).]

de Gilbert sur la dislocation récente qui jalonne la faille des Wasatch. On prétend que le tremblement de terre du 26 mars 1872, sur la lisière orientale de la Sierra Nevada (I, p. 98), a également été accompagné d'une dislocation, et Reyer décrit sur les bords du lac Fordyce des parois granitiques polies par la glace, qui sont recoupées par des failles post-glaciaires<sup>1</sup>. Dans la région d'affaissement des Basin Ranges, et notamment vers le nord, dans le Sud de l'Orégon. Russell a suivi sur de grandes distances le long d'anciennes lignes de fracture des traces de mouvements récents, si fraîches que la végétation n'a pas encore eu le temps de les faire disparaître. Ces accidents recoupent des terrasses modernes et des cônes torrentiels; la dénivellation peut y atteindre 50 pieds [15 m.], et Russell pense que quelques-uns d'entre eux ne se sont produits que dans ces dernières années; tel serait le cas, en particulier, pour la Surprise Valley (120° de long. W., 41° à 42° de lat. N.), que visitent fréquemment des tremblements de terre<sup>2</sup>.

Dans l'Amérique Centrale, la Cordillère des Antilles est coupée brusquement à l'approche de l'Océan Pacifique (I, p. 724).

Dans toute l'Amérique du Sud jusqu'au cap Horn, l'allure des côtes continue à être déterminée par le tracé des chaînes de montagnes, ainsi qu'on l'a vu plus haut; nous n'y reviendrons pas.

1. E. Reyer, *Zwei Profile durch die Sierra Nevada* (Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. IV, 1886, p. 291-326, carte).

2. Israel C. Russell, *A geological Reconnaissance in Southern Oregon* (4<sup>th</sup> Ann. Report U. S. Geol. Survey, 1882-83, p. 431-464, 1884, notamment p. 442 et suiv.). [Voir aussi, du même auteur : *Geological History of Lake Lahontan, a Quaternary Lake of Northwestern Nevada* (U. S. Geol. Survey, Monograph XI, 1885, p. 274-283 et pl. XLIV).] Les essais faits pour tirer de l'allure des fleuves des conclusions précises sur la continuation des mouvements tectoniques ne me paraissent pas avoir conduit jusqu'ici à des résultats bien certains, car il faut tenir compte des déplacements des lignes de rivage, qu'on doit considérer comme indépendants de ces mouvements tectoniques; comp. Jos. Le Conte, *A Post-Tertiary Elevation of the Sierra Nevada shown by the River beds* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XXXII, 1886, p. 167-181). [Voir aussi J. S. Diller, *Tertiary Revolution in the Topography of the Pacific Coast* (14<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1892-93, pt. II, 1894, p. 397-434, pl. XL-XLVII; Journ. of Geol., II, 1894, p. 32-54); H. B. Goodrich, *Recent Warpings as shown by Drainage Peculiarities [Alaska]* (18<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1896-97, pt. III, 1898, p. 276-289, pl. XLIII, XLIV), et les travaux de Blake, Diller, Fairbanks, Lawson mentionnés ci-dessous, p. 780 et suiv., notes.]

## CHAPITRE IV

### COMPARAISON DES CONTOURS DE L'ATLANTIQUE ET DU PACIFIQUE<sup>1</sup>

La structure atlantique; la structure pacifique; leur contraste. — Distribution des îles et des volcans. — Chevauchement des dépressions. — Dans le domaine pacifique, la série des couches mésozoïques se complète en allant des bords vers le centre.

A la lumière des faits exposés dans les deux chapitres précédents, nous pouvons maintenant chercher à préciser les différences qui existent entre les côtes atlantiques et les côtes pacifiques.

Rappelons-nous d'abord l'étrange tendance à une disposition symétrique qui se fait jour dans le *domaine atlantique*.

Au nord, on voit s'avancer comme un coin le voussoir du Groenland, que bordent à l'ouest et à l'est deux bras de mer. A l'ouest, le continent débute par une chaîne importante de gneiss probablement très ancien, qui jalonne la côte occidentale de la baie de Baffin et du détroit de Davis et se poursuit jusqu'au voisinage du détroit de Belle-Isle. Une chaîne gneissique analogue forme à l'est la plus grande partie des îles et du littoral du Nord de la Norvège; elle semble avoir pour prolongement la chaîne de gneiss des Hébrides extérieures.

En dedans des Hébrides viennent les plis chevauchés de la chaîne calédonienne, dont l'âge est anté-dévonien; je ne connais rien d'analogue en Amérique.

Nous rencontrons alors, du côté de l'ouest, le bouclier canadien, à l'allure tranquille, avec la dépression peu profonde de la baie de Hudson, entouré d'une ceinture de lacs de glint. Du côté de l'est se trouve le bouclier baltique, où les couches paléozoï-

[1. Traduit par Emm. de Margerie.]

ques, reposant sur la tranche des plis archéens, sont également horizontales, et où il existe de même une dépression peu profonde, occupée par la mer Baltique, et de même, aussi, une ceinture de lacs de glint. La bordure du bouclier canadien n'atteint les côtes de l'Océan que sur un très petit espace, le long du détroit de Belle-Isle, si même les quelques lambeaux horizontaux qu'on y observe peuvent être considérés comme représentant cette bordure. Le bouclier baltique n'arrive nulle part en contact avec l'Océan Atlantique proprement dit. Par contre ils touchent l'un et l'autre à la mer Glaciale, et le Coronation Gulf à l'ouest, de même que le Varangerfjord et, jusqu'à un certain point, le golfe d'Onéga possèdent les caractères de baies de glint.

Au delà du détroit de Belle-Isle viennent les côtes de Terre-Neuve, du Nouveau-Brunswick et de la Nouvelle-Écosse, découpées par des *rias* profondes, et où les plis des chaînes édifiées vers la fin de la période carbonifère s'abaissent sous la mer. Ces chaînes de montagnes sont plissées dans la direction du N.W. et du N., et leur bord externe coïncide avec la rive droite du bas Saint-Laurent et le côté oriental du détroit de Belle-Isle. Le golfe du Saint-Laurent forme la limite de ces chaînons plissés; l'île d'Anticosti n'en fait pas partie, elle appartient au contraire à la bordure du bouclier. A ces côtes caractérisées par des *rias* correspondent en Europe les côtes de la chaîne armoricaine, dont les traits principaux datent également de la fin de l'époque carbonifère et dont l'âge, en tout cas, est anté-permien : ces côtes, où l'on retrouve les mêmes entailles transversales, occupent tout l'espace compris entre le Shannon et les environs de La Rochelle. La chaîne elle-même est découpée en tronçons par le canal de Saint-Georges et par la Manche; elle se montre plissée dans la direction du N.E., du N. et enfin du N.N.W.

En Europe, la partie des côtes de l'Atlantique située plus au sud est occupée par les derniers contreforts des Pyrénées : nous avons vu que la formation de cette chaîne, de même que celle des Alpes, devait être regardée d'une façon générale comme un phénomène postérieur à l'effondrement des chaînes anté-permiennes, son tracé dépendant en grande partie de l'allure de ces montagnes anciennes et de la disposition des failles qui les limitent. Le renversement de la bordure septentrionale paraît moins accusé que dans les autres chaînes européennes; vers l'ouest, dans le Nord de l'Espagne, cette bordure atteint la mer, mais elle est effondrée dans les provinces basques (I, p. 373; II, p. 196). Puis vient, le

long de la côte nord-ouest de l'Espagne, jalonnant une cassure, le singulier système de cuvettes emboîtées qui constitue le bassin des Asturies et dont les éléments sont disposés de telle sorte qu'ils coupent la ligne des rivages sous un angle de moins en moins aigu. Ce bassin est, lui aussi, d'âge anté-permien, et il semble presque vouloir se reproduire dans la brusque déviation de la Cordillère bétique au détroit de Gibraltar.

C'est le morcellement et la reconstruction des chaînes plissées qui ont donné aux côtes de l'Europe occidentale leur apparence si variée. Dans l'Amérique du Nord, il ne s'est pas produit d'événements de ce genre, et une Méditerranée, séparée de l'Océan par l'arc convexe des Antilles, n'apparaît qu'à une latitude beaucoup plus méridionale. En Europe, c'est précisément l'arc de la Cordillère bétique qui joue le même rôle.

Les Alleghanies et tous les autres chaînons plissés de la partie orientale de l'Amérique du Nord, jusqu'à Terre-Neuve, tournent le dos en quelque sorte à l'Océan Atlantique; c'est de ce côté, en effet, qu'affleurent les terrains les plus anciens, le plissement étant dirigé en sens inverse. A mesure que l'on connaît mieux la constitution des montagnes du Brésil, on constate de plus en plus clairement que les chaînes de ce pays sont, de même encore, plissées en sens contraire de l'Océan, dans la direction des Andes, de sorte que les zones internes bordent l'Atlantique. En outre, les segments d'arcs viennent mourir en atteignant la côte, au cap Corrientes et à l'île des États.

Dans l'Afrique occidentale, nous ne connaissons pas l'extrémité du Grand Atlas; le Sud montre des failles tabulaires.

*A l'exception de la Cordillère des Antilles et du tronçon montagneux de Gibraltar, qui circonscrivent les deux Méditerranées, le bord externe d'une chaîne plissée ne détermine nulle part les contours de l'Océan Atlantique.* Il est vrai que les faisceaux de plis anciens qui s'étendent du Maine à Terre-Neuve tournent leur bord externe vers le bas Saint-Laurent et le détroit de Belle-Isle; mais, dès qu'ils atteignent la mer libre, ils disparaissent sous les flots. *Le bord interne de faisceaux de plis, des côtes découpées de rias indiquant un affaissement des chaînes, des fractures bordières de horsts et des failles tabulaires, — tels sont les éléments variés qui déterminent le dessin des rivages de l'Océan Atlantique.*

La même allure caractérise les côtes de l'Océan Indien jusqu'aux bouches du Gange, vers l'est, où le bord externe des chaînes de l'Eurasie atteint la mer. La fosse érythréenne, la cassure des

Quathlamba dans le Natal comme celle des Sahyâdri dans l'Inde et les failles de Madagascar, que Cortese a récemment fait connaître<sup>1</sup>, sont autant d'indices du rôle prépondérant qui revient, dans cette région, aux fractures tabulaires. C'est seulement dans le golfe Persique qu'une partie des zones iraniennes externes arrive à la mer.

La côte occidentale d'Australie présente également la structure atlantique. Il ressort de l'allure des faisceaux de plis que ceux-ci tournent leur convexité vers le Pacifique, et la comparaison avec l'Amérique du Sud nous a appris qu'il existe, en partant du continent australien, jusqu'à la Nouvelle-Zélande et sans doute aussi jusqu'à la Nouvelle-Calédonie, un système de plissements plus ou moins concentriques, faisant face à l'Océan. La situation qu'occupe la côte occidentale d'Australie est donc analogue à celle de la côte orientale du Brésil.

On peut diviser, pour la commodité de l'exposition, les contours du *Pacifique* en cinq segments.

Le premier correspond à l'*arc des Aléoutiennes*. Tandis que le massif archéen du Groenland caractérise le Nord de l'Océan Atlantique, nous trouvons ici une guirlande insulaire, formant un contraste absolu, au point de vue de la structure, par ses terrains mésozoïques plissés et sa zone de volcans actifs. Les rebroussements qui résultent de la rencontre des arcs successifs (*Schaarungswinkel*), au nord de l'Océan Pacifique, rappellent immédiatement l'allure des chaînes de montagnes de l'Inde (I, p. 608).

Le second segment est représenté par la *côte occidentale de l'Amérique du Nord*, de la baie de Kenai à la côte mexicaine. Les

1. E. Cortese, *Una escursione al Madagascar* (Boll. R. Com. Geol. d'Italia, XVIII, 1887, p. 129-134); et *Osservazioni geognostiche sul Madagascar* (Ibid., p. 181-191). [Sur la géologie de Madagascar, voir I, p. 528-531; voir aussi H. Douliot, *Exploration à Madagascar* (Annales de Géogr., I, 1891-92, p. 196-199 et 309-323); *Journal du Voyage fait sur la côte ouest de Madagascar 1891-92* (Bull. Soc. Géogr., Paris, 7<sup>e</sup> sér., XIV, 1893-XVII, 1896, *passim*); St. Meunier, *Le Sol de Madagascar* (Rev. Scientifique, 4<sup>e</sup> sér., IV, 1895, p. 231-236); L<sup>t</sup> Boucabeille, *De Tananarive à Diego-Suarez* (Colonie de Madagascar, Notes, Reconnaissances et Explorations, 1<sup>re</sup> année, 1897, II, p. 93-112, 187-214); E. Gautier, *Étude géologique sur le Ménabé et le Mahilaka* (Ibid., p. 406-412); *Géologie du cercle de la Mahavavy* (Ibid., 1898, IV, p. 857-861, cartes); *Géologie du Mahilaka, de l'Ambongo, du Mahara-Milanja et du Bouéni* (Ibid., p. 1153-1158, carte); *Atlas de l'Ambongo. Carte géologique* (Ibid., p. 1381-1384, carte); *Hypsométrie de la partie septentrionale de Madagascar* (Annales de Géogr., VII, 1898, p. 375-377, pl. X : carte); C. Keller, *Die Ostafrikanischen Inseln*, in-8°, Berlin, 1898, 3 cartes dont 1 carte géol. de Madagascar (Bibliothek der Länderkunde, hrsg. v. A. Kirchhoff u. R. Fitzner, II); *Guide de l'Immigrant à Madagascar*, 3 vol. in-8° et Atlas, Paris, 1899 (voir la carte géol., pl. III, et la carte minière, pl. XXII; texte, I, p. 117-119; II, p. 136-190). — Voir surtout M. Boule, *Note sur de nouveaux fossiles secondaires de Madagascar* (Bull. Mus. d'Hist. Nat., 1899, p. 130-

îles de la Reine-Charlotte sont considérées par les géologues canadiens comme formant une chaîne externe des Cordillères.

Le troisième segment, qui correspond à l'*Amérique du Sud*, commence au Guatemala, où la Cordillère des Antilles croise l'Amérique Centrale; il est divisé en deux parties par un rebroussement, dans la baie d'Arica, l'arc méridional se prolongeant jusqu'au delà du cap Horn. Ce segment est caractérisé par la Cordillère littorale, où il ne semble pas exister de terrains fossilifères antérieurs au Néocomien, et qui rappelle par tant de traits les chaînes côtières de la Californie, de même que les Nicobar et les Andaman, dont la constitution est analogue.

Le quatrième segment est formé par les *arcs de l'Asie orientale*, où nous avons pu reconnaître, du moins dans leurs principaux tronçons, les extrémités infléchies des grandes chaînes de montagnes de l'Asie centrale : il n'y pas là une série d'arcs autonomes, venant se raccorder les uns aux autres, mais une suite de chaînes appartenant à un même système, plissées dans le même sens et allant se terminer les unes derrière les autres. Le grand arc malais représente la bordure méridionale de cet ensemble. Timor et Sandelhout [Soemba] restent en dehors; on ne peut encore décider d'une façon positive si ces deux îles appartiennent ou non au domaine australien.

Le cinquième segment comprend les *chaînes australiennes*, avec la Nouvelle-Zélande et la Nouvelle-Calédonie. Nous avons déjà eu l'occasion de comparer les chaînons orientaux de l'Australie, des Flinders et Adelaide Ranges jusqu'à la côte, avec les Sierras méridiennes situées à l'ouest de Cordoba. L'absence de dépôts tertiaires moyens sur toute la côte orientale de l'Australie et de la

134); *Sur des fossiles nouveaux de Madagascar* (C. R. Acad. Sc., CXXVIII, 1899, p. 624-626); *Sur la géologie des terrains sédimentaires de Madagascar* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXVII, 1899, p. 124-125); *Observations* (Ibid., p. 378, 379, 395, 398); Munier-Chalmas, *Ammonites d'Apandramahala* (Ibid., p. 125); A. de Grossouvre, *Sur quelques fossiles crétacés de Madagascar* (Ibid., p. 378); H. Douvillé, *Sur une coupe de Madagascar dressée par M. Villiaume* (Ibid., p. 385-394); E. Haug, *Sur le Cénomanién de Diego-Suarez* (Ibid., p. 396-398). — Il résulte de l'ensemble de ces recherches que dans l'Ouest de l'île, la série des terrains jurassiques et crétacés, se succédant régulièrement de l'E. à l'W. en bandes orientées du N. au S. et surmontés par l'Éocène, est [à peu près complète, du Lias bien authentique (signalé par E. Gautier et M. Boule, 1899) au Sénonien. Une découverte importante est celle de fossiles sur la côte orientale, que l'on avait toujours crue dépourvue de dépôts sédimentaires; ces fossiles, recueillis à Fanivelona par le L<sup>t</sup> M. Grillo et déterminés par M. Boule, indiquent le Sénonien tout à fait supérieur ou le Danien; ils ont des rapports non seulement avec ceux du Crétacé de l'Est de l'Inde (Pondichéry), mais aussi avec ceux de l'Ouest et du Baloutchistan. Ce fait est d'une grande portée, au point de vue de ses conséquences paléogéographiques.]

Terre de Van Diemen, qui contraste d'une manière si frappante avec le grand développement des mêmes terrains sur la côte méridionale et dans le détroit de Bass, conduit à penser que le continent, à l'est du littoral actuel, ne s'est affaissé qu'à une époque tardive, et l'on sait cependant combien la mer est profonde dans ces parages<sup>1</sup>.

Peut-être y aurait-il lieu, pour achever de circonscrire l'Océan Pacifique, d'ajouter un sixième et dernier segment, *antarctique*; mais les données dont on dispose à l'heure actuelle sur les régions antarctiques sont trop incomplètes pour me permettre de formuler des conclusions quelconques. L'amorce d'un tronçon dévié à l'opposé de l'Australie, dans la partie sud de la Nouvelle-Zélande (II, p. 234, fig. 46), fournit peut-être un indice dans ce sens. Pour les latitudes plus australes, H. Reiter a cru pouvoir déduire des observations des voyageurs que les parties correspondant à l'Océan Pacifique et celles qui leur font suite un peu plus à l'est, des îles Balleny et de la Terre Victoria aux Orcades Méridionales, sont construites suivant le type Pacifique, tandis que le type Atlantique régnerait ailleurs. Il est possible que cette hypothèse soit confirmée quelque jour par de nouvelles découvertes<sup>2</sup>.

*A l'exception d'un tronçon de la côte de l'Amérique centrale, au*

[1. C'est précisément dans la partie du Pacifique voisine du Plateau sous-marin sur lequel s'élèvent la Nouvelle-Zélande et les Archipels mélanésien que se trouve la dépression la plus profonde actuellement connue sur le globe : la fosse des Tonga, où le *Pinguin* a constaté, en 1893, 9 427 m. de fond, par 30°28' de lat. S. et 176°39' de long. W. (Gr.); Supan, *Die grössten Meerestiefen* (Petermanns Mitteil., XLII, 1896, p. 69-70; XXXVIII, 1892, Taf. 4). — Sur la configuration du Pacifique Sud-Occidental, voir aussi Aug. Bernard, *L'Archipel de la Nouvelle-Calédonie*, in-8°, Paris, 1894, p. 11-28, carte; Deutsche Secwarte, *Stiller Ocean, Ein Atlas von 31 Karten*, in-folio, Hamburg, 1896; et *Segelhandbuch für den Stillen Ocean*, in-8°, Hamburg, 1897 (I. Theil, 1).]

2. H. Reiter, *Die Südpolarfrage und ihre Bedeutung für die genetische Gliederung der Erdoberfläche*, in-8°, 34 p., carte, Weimar, 1886. [Sur la géologie des régions antarctiques, voir T. W. E. David, *Notes on Antarctic Rocks collected by M. C. E. Borchgrevink* (Journ. and Proc. Royal Soc. New South Wales, XXIX, 1895, p. 461-492 : résumé les connaissances actuelles sur la distribution des roches et des volcans); G. Sharman and E. T. Newton, *Note on some Fossils from Seymour Island, in the Antarctic Regions obtained by Dr. Donald* (Trans. Royal Soc. Edinburgh, XXXVII, 1894-95, p. 707-709, 1 pl. : Mollusques du Tertiaire inférieur); et *Notes on some Additional Fossils collected at Seymour Island, Graham's Land, by Dr Donald and Captain Larsen* (Proc. Royal Soc. Edinburgh, XXII, 1898, p. 58-61, 1 pl.); Sir A. Geikie, *Notes on some Specimens of Rocks from the Antarctic Regions. With Petrographical Notes, by J. J. H. Teall, & Note by G. J. Hinde* (Ibid., p. 66-70 : Roche à Radiolaires et spicules d'Hexactinellides, Dundee Island); H. Arctowski, *Quelques remarques sur l'intérêt qu'offre pour la géologie l'exploration des régions antarctiques* (Bull. Soc. Belge de Géol., Bruxelles, IX, 1895, Proc.-verb., p. 175-177, carte; et Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIII, 1895, p. 589-591). — Voir aussi R. Fricker, *Antarktis*, in-8°, 230 p., carte, Berlin, 1898 (Bibliothek der Länderkunde, hrsg. v. A. Kirchhoff u. R. Fitzner, I; voir surtout le chap. III et la Bibliographie); V. v. Haardt, *Süd-Polar Karte*, 1 : 40 000 000, Wien, 1895; J. Murray,

*Guatemala, où la Cordillère tournante des Antilles est affaissée, toutes les parties du bord de l'Océan Pacifique dont la géologie est connue sont formées par des chaînes de montagnes plissées vers l'Océan, de telle sorte que leurs rides externes servent de limite au continent lui-même ou lui constituent une ceinture de péninsules et d'îles alignées.*

Aucune chaîne plissée ne tourne son bord interne vers le Pacifique; aucun plateau n'arrive en contact avec cet Océan.

Dans le *domaine Atlantique*, la cuvette de la baie de Hudson correspond, sur le bouclier canadien, à la cuvette de la mer Baltique et du golfe de Botnie. Les bras de mer aux contours capricieux qui enveloppent le golfe du Saint-Laurent, entre les côtes découpées de rias des chaînes anciennes du Nouveau-Brunswick, de l'île du Cap-Breton et de Terre-Neuve, occupent une situation analogue à la Manche, qui croise les plis armoricains. En avant des Antilles, le grand effondrement qui est rempli par le golfe du Mexique n'a pas de pendant sur le sol européen, où les mouvements orogéniques se sont fait sentir à tant de reprises. La mer des Antilles occupe la place de la Méditerranée, à moins que l'on ne préfère la comparer au bassin des Asturies.

Les îles volcaniques sont disposées par groupes, comme les Açores, les Canaries et les îles du Cap-Vert, ou suivant des lignes droites, comme dans le golfe de Guinée, dans le prolongement des monts Cameroun. Les récifs coralliens des Laquedives et des Maldives affectent aussi une disposition rectiligne, jusqu'aux Chagos. On ne voit de volcans disposés suivant des lignes courbes que dans l'un des deux segments où le type pacifique empiète sur le domaine de l'Atlantique, c'est-à-dire aux Antilles.

*The Renewal of Antarctic Exploration* (Geogr. Journ., III, 1894, p. 1-42, cartes); *The Scientific Advantages of an Antarctic Expedition* (Scottish Geogr. Mag. XIV, 1898, p. 511-534, carte); J. G. Bartholomew, *Antarctic Bibliography* (Ibid., p. 563-570). — Il y a lieu de signaler ici les résultats de la récente campagne océanographique du *Valdivia* (1898) : d'une part, ces explorations ont montré qu'entre 7° et 53° de long. E., c'est-à-dire au sud de l'Afrique, la profondeur de l'Océan antarctique se maintient presque partout *au-dessous de 5 000 m.*; de l'autre, dans les parages voisins de la Terre d'Endeavour, la sonde a rapporté des matériaux morainiques dont la nature : gneiss, granite, schistes, grès rouges, indique nettement une région continentale; *Zeitschr. Ges. f. Erdkunde*, Berlin, XXXIV, 1899, p. 75-192, pl. 3-7; *Scottish Geogr. Mag.*, XV, 1899, p. 143-145, carte). — Au nord de la Terre de Graham, l'expédition de la *Belgica* (1896-1899) a constaté qu'il existe de grandes îles dirigées S.W.-N.E. et entièrement formées de roches cristallines anciennes (roches métamorphiques dans les moraines). Un vaste plateau continental, recouvert de sédiments terrigènes, s'étend plus à l'ouest, entre 75° et 103° de long. W. L'indépendance complète du système montagneux qui correspond à ces chaînes australes, relativement à l'arc des Andes, est très probable; E. Racovitza, *Résultats généraux de l'expédition antarctique belge* (La Géographie, Bull. Soc. Géogr. Paris, 1900, p. 81-92, pl. 4 : carte, bibliographie).]

L'île *Kerguelen*, d'après les recherches de Th. Studer, Moseley et Renard, consiste en épanchements multiples de laves où les roches basiques dominent<sup>1</sup>. Ces nappes s'élèvent en gradins successifs (fig. 64); les trachytes et les phonolites paraissent être antérieurs aux basaltes. Il existe en quelques points, au milieu des coulées basiques, des intercalations de lignite, parfois avec troncs de conifères de grandes dimensions, qui représentent sans doute

Table Mountain  
370 m.



FIG. 64. — Paysage de l'île Kerguelen. Vue de Christmas Harbour, prise de l'ouest, d'après

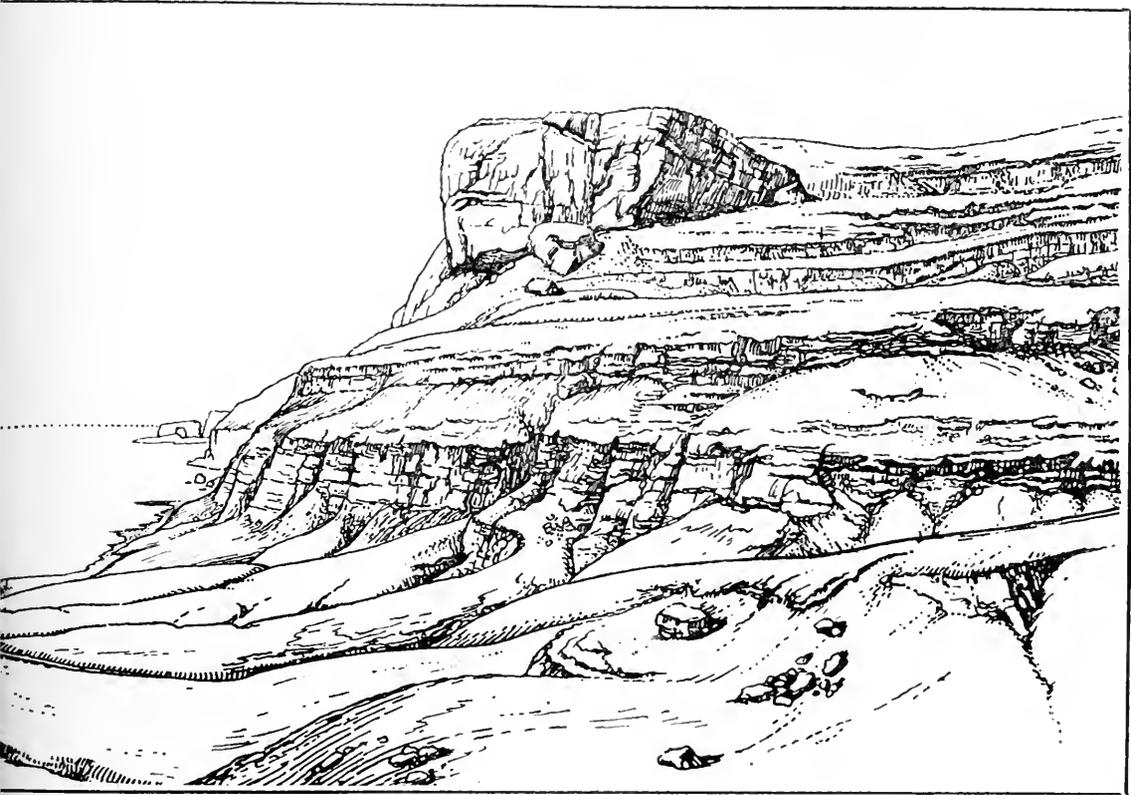
les vestiges d'anciennes forêts; ces faits montrent en même temps que Kerguelen est le reste d'une terre autrefois plus étendue et que les épanchements ne sont pas d'origine sous-marine. Cette analogie avec les Færøer et l'Islande est remarquable.

Pour le *domaine Pacifique*, et en particulier pour la partie de

1. Th. Studer, *Geologische Beobachtungen auf Kerguelenland* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXX, 1878, p. 327-350, carte, pl. XV); H. N. Moseley, *Notes of a Naturalist on the Challenger*, p. 184-215; A. F. Renard, *Notice sur la géologie de l'île de Kerguelen* (Bull. Musée R. d'Hist. Nat. de Bruxelles, IV, 1886, p. 223-272, pl. V [et *Report on the Rock Specimens collected on Oceanic Islands* (The Voyage of H. M. S. Challenger, Physics and Chemistry, vol. II, 1889, part 7, p. 107-141, carte); voir aussi le *Narrative of the Cruise*, vol. I, part 1, p. 332-366, pl. XVII.]

ce domaine qui appartient à l'Eurasie, l'allure arquée, avec bras de mer en arrière de chaque segment, est au contraire caractéristique. Il est permis de voir dans la partie de la Méditerranée située au nord de Chypre et de la Crète l'équivalent de ces *Rückmeere* de l'Asie orientale; le golfe de Pégou constitue un second exemple de la même disposition, qui se répète ensuite avec diverses variantes jusqu'à la mer de Bering. Le phénomène est moins net

Mt Havergal  
435 m.



graphie de l'Expédition du Challenger (*Narrative of the Cruise*, vol. I, part I, frontispice).

le long de la côte occidentale de l'Amérique; le détroit qui sépare les îles de la Reine-Charlotte du continent n'est même qu'incomplètement circonscrit. Le golfe de Californie, dans le prolongement de la vallée du San Joaquin et du Sacramento<sup>1</sup>, de même que le golfe du Corcovado, dans le prolongement de la vallée longitudinale du Chili, tout en étant l'un et l'autre en rapport manifeste avec la direction des chaînes de montagnes adjacentes, diffèrent sensiblement des « arrière-mers » de l'Asie orientale; ils n'occupent pas, d'ailleurs, le revers des Cordillères, mais s'intercalent

[1. Voir I, p. 753, note 2.]

seulement entre la chaîne côtière et la Cordillère principale, ou dans l'épaisseur même de la chaîne côtière, ce qui arrive dans le Sud; ces particularités se reproduisent sans grande modification au détroit de Shelikof et dans le Kenai Sound.

Les chaînes arquées qui impriment à la bordure de l'Eurasie ses caractères spéciaux, dans l'Asie orientale surtout, réalisent, en conservant toujours une allure curviligne, toutes les combinaisons possibles : depuis la Cordillère continue, avec volcans alignés sur le bord interne, comme en Italie, ou sur le bord interne et sur l'axe même de la Cordillère, comme dans le Japon septentrional et méridional, — ou la Cordillère coupée par la mer et prolongée par une simple chaîne d'îles, tandis que les volcans du bord interne émergent isolés, comme dans la chaîne de Pégou (côte d'Arrakan, îles Nicobar et Andaman), avec les volcans de Puppa-doung, Chouk-talon, Barren Island et Narcondam sur le côté interne<sup>1</sup>, — jusqu'à la guirlande sans amorce visible sur le continent, avec débris de Cordillère formant une chaîne d'îles externes et montagnes volcaniques formant une chaîne d'îles internes, comme aux Riou-Kiou, — à l'arc volcanique où les débris de la Cordillère ont presque entièrement disparu, comme à Java, — à l'arc exclusivement volcanique, comme dans les Kouriles, si tant est que le Kamtchatka oriental ne représente pas un tronçon de la Cordillère des Kouriles.

Les choses se passent d'une manière analogue pour les arcs externes de l'Australie. Si l'on adopte les vues de Dana sur le groupement des chaînes insulaires de la Polynésie, c'est non seulement la Nouvelle-Calédonie avec le groupe de la Louisiade qu'il faut considérer comme représentant la bordure du domaine australien, mais encore les îles Loyalty et toute la zone des Nouvelles-Hébrides, les îles Salomon, la Nouvelle-Irlande et les îles de l'Amirauté.

Quelles que soient les relations réelles de ces chaînes d'îles avec les chaînes de montagnes de l'Australie, il n'en est pas moins certain qu'en s'avancant vers l'Océan, les îles s'écartent de plus en plus des arcs de la bordure. A l'est, dans l'Amérique Centrale, se présente, comme on l'a déjà vu, le seul cas où une chaîne de plissement soit coupée en travers par la côte du Pacifique : c'est la

[1. V. Ball, *The Volcanoes of Barren Island and Narcondam in the Bay of Bengal* (Geol. Mag., Dec. 3, X, 1893, p. 289-291, pl. XIII); F. R. Mallet, *Some early allusions to Barren Island; Bibliography of Barren Island and Narcondam from 1884 to 1894* (Records Geol. Survey of India, XXVIII, 1895, p. 22-38, 1 pl.).]

Cordillère des Antilles, dont la ressemblance avec les Cordillères de l'Amérique du Sud est connue. Or, au point précis où cette chaîne, en supposant qu'elle continue à affecter une disposition curviligne, viendrait rencontrer le prolongement des Andes se trouvent les Galapagos<sup>1</sup>, îles volcaniques dont le mode de groupement est conforme au type si souvent réalisé dans l'Atlantique (I, p. 720).

Nous avons rappelé le mot de Richthofen : « Certains faits indiquent que le bassin du Pacifique est bordé de fractures étagées d'une très grande amplitude<sup>2</sup> ». R. von Drasche estimait qu'il serait juste, au point de vue géologique, de placer la limite occidentale de l'Océan Pacifique à l'extérieur des guirlandes insulaires précédemment décrites, du Kamtchatka au Japon, etc., puis de la Nouvelle-Zélande aux îles Auckland et Macquarie, et enfin à la Terre Victoria, dans les régions antarctiques<sup>3</sup>. En tout cas, nous voyons comment le cercle de volcans du Pacifique se décompose en une série d'arcs distincts. Un grand nombre de segments se trouvent à l'intérieur des débris d'une Cordillère, d'autres, tels que les volcans géants de l'Amérique du Sud, occupent le faite des chaînes elles-mêmes. En outre, nous pouvons dès à présent conclure que l'hypothèse de la formation des chaînes plissées par affaissement d'un géosynclinal, dont les bords exerceraient une poussée sur le continent voisin, n'est nullement en harmonie avec les faits. Il n'existe pas, sur le globe, de géosynclinal plus important que la cuvette du Pacifique, et cependant les chaînes de montagnes bordières, bien loin de lui tourner le dos, lui font face, exemple grandiose de la tendance générale au chevauchement des dépressions (I, p. 184).

En même temps que les faisceaux de plis viennent se coller contre les bords du Pacifique, on voit, dans l'Amérique du Nord comme dans l'Amérique du Sud, le sol présenter une pente géné-

[1. Th. Wolf, *Die Galapagos-Inseln* (Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXII, 1895, p. 246-265, pl. 3 : carte); G. Baur, *New Observations on the Origin of the Galapagos Islands, with Remarks on the Geological Age of the Pacific Ocean* (Amer. Naturalist, XXI, 1897, p. 661-680, 864-896).]

2. F. von Richthofen, *Führer für Forschungsreisende*, in-8°, Berlin, 1886, p. 605. On peut signaler ici l'accord des résultats auxquels sont parvenus, en décrivant la bordure des continents, Ch. Vélain (*Les Volcans*, in-8°, Paris, 1884, p. 126, fig. 42 et 43) et J. Walther (*Über den Bau der Flexuren an den Grenzen der Kontinente*, Zeitschr. f. Naturwiss., neue Folge, XIII, Jena, 1886, Taf. XII, fig. 3); ce dernier, en particulier, insiste sur la prépondérance des éruptions dans les parties dont la convexité est tournée vers le bas, fait que Scrope avait déjà mis en lumière.

3. R. von Drasche, *Ueber paläozoische Schichten auf Kamtschatka und Luzon* (Neues Jahrb. f. Min., 1879, p. 265-269).

rale en sens inverse, vers l'Atlantique, et il en résulte que, sur ces deux continents, la presque totalité des eaux pluviales s'écoule dans cette direction. Le même fait se reproduit, quoique avec moins de netteté, pour les autres parties du monde. A. de Tillo a désigné la ligne qui court du cap Horn au détroit de Bering, le long de la côte occidentale de l'Amérique, puis à travers toute l'Asie, jusqu'au delà du désert de Syrie, et aboutit au cap de Bonne-Espérance en passant à l'est du bassin du Nil, sous le nom de « faite principal du globe »<sup>1</sup>. En attribuant l'Arabie et l'Inde au domaine des côtes construites suivant le type atlantique, on verra combien la part qui leur revient, au point de vue du volume d'eau douce qu'elles débitent à la mer, est prépondérante.

Un dernier caractère mérite d'être signalé, en anticipant quelque peu sur les chapitres qui vont suivre : c'est que *l'on voit la série des couches mésozoïques marines se compléter quand on se rapproche des côtes pacifiques*; et ce trait ne se reproduit pas sur les côtes atlantiques. Cette conclusion, fort importante pour l'histoire des mers, ressortira nettement de la suite de cet ouvrage.

1. Alex. v. Tillo, *Ein Wort über die Hauptwasserscheide der Erde* (Petermanns Mitteil., XXXIII, 1887, p. 401).

## CHAPITRE V

### MERS PALÉOZOÏQUES <sup>1</sup>

Introduction. La région abyssale: Cycles; Épaisseur des dépôts. — 1. Le continent Nord-Atlantique. — 2. Limite supérieure du terrain silurien. — 3. Le terrain dévonien: généralité de la transgression du Dévonien moyen. — 4. Le terrain carbonifère: veines paraliques; alternances de couches de houille et de bancs marins; transgression du Calcaire carbonifère. — 5. Le terrain permien: le continent de Gondwana. — 6. Coup d'œil général sur les mers paléozoïques.

Le but des trois chapitres qui vont suivre n'est pas de fournir un exposé complet des résultats de la Géologie stratigraphique<sup>2</sup>. Un fait remarquable, la présence dans l'intérieur des terres de coquilles ou de poissons marins, a été, depuis l'antiquité, le point de départ des théories si variées qui ont trait aux modifications des continents ou des mers. C'était là l'énigme que l'on s'efforçait de résoudre; il s'agit maintenant, en tenant compte des données que la Stratigraphie met à notre disposition, de discuter un autre problème: c'est de savoir si les circonstances dans lesquelles les submersions et les émerSIONS se sont produites jadis ont été telles que pour en rendre compte, on doive recourir à la théorie des oscillations séculaires des continents, ou si, au contraire, on ne peut les expli-

[1. Traduit par Ach. Six. et Eum. de Margerie. — La plupart des documents publiés sur les terrains paléozoïques depuis douze ans — ont été résumés par Fr. Frech dans la suite à l'ouvrage de Ferd. Roemer, *Lethaea geognostica*, I. Theil, *Lethaea palaeozoica*, 2. Bd., 1-2. Lief., gr. in-8°, p. 1-133, 22 pl., 6 cartes, 130 fig. Stuttgart, 1897-99].

[2. Voir Munier-Chalmas et de Lapparent, *Note sur la nomenclature des terrains sédimentaires* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXI, 1893, p. 438-488, 3 tableaux); A. de Lapparent, *Traité de Géologie*, 4<sup>e</sup> éd., Paris, 1900, 2<sup>e</sup> part., p. 717-1642; J. D. Dana, *Manual of Geology*, 4<sup>th</sup> ed., New York, 1895, p. 397-1036; E. Renevier, *Chronographe géologique. Texte explicatif suivi d'un répertoire stratigraphique polyglotte* (Congrès Géol. Internat., C. R. 6<sup>e</sup> session, Zürich, 1894, p. 521-695, 12 tableaux, 1897; Extr., Bull. Soc. Belge de Géol., Bruxelles, XI, 1897, Trad. et Reprod., p. 1-75; résumé, Annuaire Géol. Univ., XIV, 1897, p. 31-35); U. Botti, *Dei Piani e Sotto-piani in Geologia*, 2<sup>e</sup> éd., in-8°, L-393 p., Reggio-Calabria, 1899; Fr. Frech, *Ueber Abgrenzung und Benen-*

quer d'une façon satisfaisante à l'aide de cette hypothèse. A cet effet, nous devons considérer les changements d'extension des mers successives et, en même temps, la nature des dépôts qui s'y sont accumulés.

Dans le premier ordre d'idées, nous aurons l'occasion de revenir avec plus de détails sur un fait signalé à la fin du chapitre précédent, à savoir que la série mésozoïque se complète à mesure que, des continents voisins, on s'avance vers l'Océan Pacifique. Dans le second, il y aura lieu d'analyser avec soin, en traitant du terrain carbonifère, la formation des couches de houille, car, pour l'expliquer, on n'a pas hésité à prétendre que le sol se serait enfoncé ou relevé alternativement une douzaine de fois, ou même plus souvent encore. Dans l'examen des âges mésozoïques et des périodes subséquentes, nous devons particulièrement nous occuper de la nature des terrains calcaires.

Le développement à donner à ces diverses parties du sujet sera, en conséquence, fort inégal, et nous ne choisirons que les faits ayant une réelle importance au point de vue de la question traitée.

Toute enquête sur l'histoire des mers devrait d'ailleurs partir de la connaissance de leur état actuel; or cette connaissance est très défectueuse. Les expéditions entreprises dans ces derniers temps pour explorer les régions profondes des océans ont fourni tant de résultats nouveaux et inattendus, qu'il est facile d'en conclure qu'on vient à peine de franchir, dans ce domaine, le seuil des grandes découvertes<sup>1</sup>. Mais ces travaux sont hérissés de difficultés de toute espèce et l'on ne peut guère, en somme, que des-

*nung der geologischen Schichtengruppen* (Congrès Géol. Internat., C. R. VII<sup>e</sup> session, St-Petersbourg, 1897, 3<sup>e</sup> part., p. 27-52, 1899). Voir aussi les *Correlation Papers* publiés par l'*United States Geological Survey* (Bulletins n<sup>o</sup> 80-86, 1891-92) et les rapports des comités de nomenclature anglais et américain du Congrès géologique international (IV<sup>e</sup> session, Londres, 1888, Appendix A et B, 219-173 p., 1891).]

[1. Voir la collection du *Challenger*, 50 vol. in-4<sup>o</sup>, en particulier le *Narrative*, vol. I et II, 1885, et J. Murray, *Summary of Results*, vol. I et II, 1895 (notamment I, p. 1-106 E: *Historical Introduction*); résumé détaillé dans *Natural Science* (London), VII, 1895, p. 7-75, nombr. fig., 17 pl.; J. Geikie, *The Expedition of the Challenger* (*Scottish Geogr. Mag.*, XI, 1895, p. 231-243); A. Agassiz, *Three Cruises of the « Blake »*. *A Contribution to American Thalassography*, 2 vol. in-8<sup>o</sup>, Boston, 1888 (*Bull. Mus. Comparat. Zool.*, Cambridge, XIV, XV); et les travaux auxquels ont donné lieu les expéditions du *Travailleur*, du *Talisman*, du *Vöringen*, de la *Gazelle*, de la *Pola*, etc. Pour un aperçu général de ces recherches, consulter J. Y. Buchanan, *A Retrospect of Oceanography during the last Twenty Years* (Rep. 6<sup>th</sup>. Internat. Geogr. Congress, London, 1895, p. 403-435, 1896); Gerh. Schott, *Die Ozeanographie in den letzten Zehn Jahren* (*Geogr. Zeitschr.*, I, 1895, p. 334-345 et 397-409), et *Die Ozeanographie in den Jahren 1895 und 1896* (*Ibid.*, IV, 1898, p. 32-46 et 91-102); O. Krümmel, *Die Fortschritte der Ozeanographie* (*Geogr. Jahrb.*, XI 1887, XIII, XV, XVI, XVIII, XX, XXII 1899). — Sur les dépôts marins des mers actuelles, consulter surtout, dans la collection du *Challenger*, le traité fondamental de

ceindre la sonde sur des points isolés, séparés par de grandes distances; les versants de nos montagnes offrent au contraire à nos yeux, dans de nombreux affleurements, les dépôts qui se sont accumulés, sous la forme de couches épaisses, aux diverses profondeurs des anciennes mers, avec les restes des animaux qui les peuplaient.

On distingue généralement, parmi ces formations des anciennes mers : 1° les produits formés par évaporation des eaux contenant des matières dissoutes, tels que le gypse et le sel gemme; 2° les matériaux d'origine élastique, c'est-à-dire ceux qui ont été transportés mécaniquement et qui se sont déposés sur le fond, comme le sable et la vase; enfin 3° les formations organiques, construites, comme les récifs de coraux, par des êtres vivants. Outre ces trois groupes, nous citerons encore deux autres types de dépôts, se comportant l'un et l'autre comme les formations élastiques, avec cette différence toutefois que leurs éléments constitutifs ne proviennent pas, comme on doit l'admettre pour les dépôts élastiques, de la terre ferme, mais des profondeurs mêmes de la mer : ce sont, en premier lieu, les cendres et les déjections volcaniques qui montent du sein de la terre et s'étalent sur le fond des eaux<sup>1</sup>; en second lieu, les débris des parties dures d'organismes calcaires ou siliceux, comme les Radiolaires, les Globigérines, des fragments de coquilles, etc., qui forment une sorte de gravier d'origine organique, et jouent un rôle considérable dans les terrains que les mers anciennes ont laissés à la surface des continents<sup>2</sup>.

La composition des couches de sel et des produits qui les accompagnent montre que les matières minérales tenues en dissolution dans l'eau des anciennes mers étaient les mêmes qu'aujourd'hui<sup>3</sup>. Mais, dès qu'on quitte ces formations de lagunes en voie d'évaporation ou de bras de mer plus ou moins fermés pour se diriger vers les profondeurs océaniques, les difficultés de la comparaison se multiplient.

J. Murray et A. F. Renard, *Report on Deep-Sea Deposits*, in-4°, xxix-325 p., 29 pl., 42 cartes, 22 diagr., 1891; voir aussi A. Agassiz, *Three Cruises of the « Blake »*, 1888 (notamment II, p. 186, carte); sans oublier le travail plus ancien de A. Delesse, *Lithologie des mers de France et des mers principales du globe*, 2 vol. in-8° et Atlas in-folio, Paris, 1871.]

[1. J. Murray et A. F. Renard, *Les caractères microscopiques des cendres volcaniques et des poussières cosmiques et leur rôle dans les sédiments de mer profonde* (Bull. Musée R. d'Hist. Nat. de Belgique, III, 1884, p. 1-23).]

[2. Sur l'histoire des dépôts marins, voir la thèse de L. Cayeux, *Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires* (Mém. Soc. Géol. du Nord, IV, n° 2, in-4°, 590 p., 10 pl., 1897).]

[3. J. H. van't Hoff, W. Meyerhoff, F. B. Kenrick, F. G. Donnan, etc. *Untersuchungen über die Bildungsverhältnisse der oceanischen Salzablagerungen, insbesondere des Stassfurter Salzlagens* (Sitzungsber. K. Preuss. Akad. Wiss. Berlin, 1897 à 1899, *passim*).

Dans les mers actuelles, la température, à partir d'une certaine profondeur, qui diminue à mesure qu'on se rapproche des pôles, demeure constante jusqu'au fond. Le soleil ne pénètre pas dans cette région abyssale; rien n'y rappelle la variété indéfinie des conditions qui résulte de l'influence des jours et des saisons ou de celle de la latitude. Un même climat règne dans les profondeurs de tous les Océans, et un monde animal uniforme s'y répand, qui n'est exposé qu'à des différences de pression, variant avec la profondeur. C'est ainsi, comme Wyville Thomson le rapporte, qu'au dessous de 500 ou 600 brasses [1 000 m.], les dragues du « Challenger » ramenaient toujours une faune possédant les mêmes caractères essentiels, dans l'Océan Indien et dans l'Océan Austral jusqu'au cercle polaire antarctique, dans l'Océan Pacifique tant méridional que septentrional et dans les diverses parties de l'Océan Atlantique<sup>1</sup>.

Ce n'est que dans les zones plus voisines de la surface qu'apparaissent des différences d'éclairement et d'échauffement; la distinction des climats se fait sentir, et les provinces zoologiques se délimitent. La variété des conditions extérieures d'existence augmente à mesure qu'on se rapproche du rivage, et avec elle la multiplicité des formes vivantes; et au delà de l'intervalle du balancement des marées, sur le sol émergé, où les rayons du soleil n'ont plus à traverser que l'atmosphère et où les poumons ont remplacé les branchies, non seulement la diversité, mais encore la variabilité des conditions extérieures d'existence atteint son plus haut degré. Nous comprenons dès lors plus facilement qu'auparavant l'extension vraiment extraordinaire de certaines faunes ma-

1. C. Wyville-Thomson, *Report on the Scientific Results of the Voyage of H. M. S. Challenger, during the years 1873-1876 under the Command of Capt. G. S. Nares and Capt. F. T. Thomson*, in-4°, *Zoology*, vol. I, London, 1880, p. 43-50. [Voir aussi G. Pruvot, *Conditions générales de la vie dans les mers et principes de distribution des organismes marins* (dans l'Année biologique de Yves Delage et G. Poirault, II, 1896, p. 559-587, 1898); J. Walther, *Bionomie des Meeres. Beobachtungen über die marinen Lebensbezirke und Existenzbedingungen der Tiere*, et *Die Lebensweise der Meerestiere*, in-8°, xxx-331 p., Jena, 1893 (*Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft*, I, II); J. Murray, *General Observations on the Distribution of Marine Organisms* (Rep. Scientific Results Voyage of the Challenger, Summary, pt. II, 1895, p. 1431-1462), et *The general Conditions of Existence and Distribution of Marine Organisms* (C. R. 3<sup>e</sup> Congrès Internat. Zool., Leyde, 1895, p. 99-111, 1896); A. Ortmann, *Grundzüge der marinen Tiergeographie*, in-8°, iv-96 p., Jena, 1896. — Pour l'application de ces données aux époques anciennes, voir J. Walther, *Ueber die Lebensweise fossiler Meerestiere* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLIX, 1897, p. 210-273); Em. Haug, *Revue annuelle de Géologie* (Revue générale des Sc., IX, 1898, p. 495-498). — L'uniformité de la faune des régions abyssales n'est pas admise par tous les naturalistes; voir notamment J. Murray, *On the Deep- and Shallow-water Marine Fauna of the Kerguelen Region of the Great Southern Ocean* (Trans. Royal Soc. Edinburgh, XXXVIII, 1894-95, p. 343-500, carte); A. E. Ortmann, *Ueber « Bipolarität » in der Verbreitung mariner Tiere* (Zool. Jahrb., Abth. f. Systematik, IX, 1896, p. 571-595.)]

rines anciennes, et l'on s'explique de même comment, sur le sol émergé et dans les zones marines les plus voisines de la surface, des changements dans les conditions d'existence peuvent avoir déterminé un déplacement des faunes ou même leur destruction. Mais, dès lors, il devient d'autant plus difficile d'expliquer le fait que ce monde animal cosmopolite des mers profondes, qui n'a eu à subir aucune variation de température et ne s'est guère trouvé exposé à des dérangements locaux, ait cependant été soumis à des transformations.

On peut donc partager l'ensemble du monde animé qui forme la biosphère en deux grands groupes, d'après leur habitat, groupes dont l'un est placé sous l'influence du Soleil tandis que l'autre est soustrait à cette influence. Le premier comprend les habitants de la terre ferme, ceux des eaux douces, et ceux des zones insolées de la mer; le second correspond aux êtres qui peuplent les régions abyssales.

L'absence de lumière solaire dans une région habitée par des êtres vivants, quelle qu'en soit la cause, qu'il s'agisse d'une grotte ou des profondeurs d'un lac, de l'eau d'un puits ou enfin des abîmes de l'océan, se traduit d'une manière très frappante dans les classes les plus diverses du règne animal par la transformation ou l'atrophie de l'œil. De très nombreux animaux des régions abyssales sont aveugles; beaucoup de Trilobites du Silurien inférieur et surtout du Cambrien le sont aussi, et l'on a déjà signalé à plusieurs reprises cette coïncidence; cet état de choses est tellement particulier qu'il mérite d'être illustré par quelques exemples.

Un petit Arthropode aveugle, la *Cecidotwa stygia*, qui vit dans les grottes de l'Amérique du Nord, est très voisin de l'*Asellus communis*, qui voit, et qui vit hors des cavernes: il ressemble à un *Asellus* élancé, pauvrement armé et qui serait devenu aveugle. Cet animal peut n'avoir pas encore habité ces cavernes à l'époque où les terrasses fluviales se sont formées dans les vallées des États-Unis. Or, Packard a montré que le nerf optique et le ganglion font absolument défaut chez tous les individus de *Cecidotwa* qu'il a étudiés, mais que pourtant on rencontre chez certains d'entre eux, à l'extérieur, une petite tache sombre qui, au microscope, se présente comme un reste tout à fait rudimentaire de l'œil. Ce vestige manque chez la plupart des individus<sup>1</sup>.

Le genre aveugle de Gammaridé *Niphargus* se montre dans les

1. A. S. Packard, *On the structure of the Brain of the Sessile-eyed Crustacea* (Mem. Nat. Acad. Sciences, Washington, III, 1885, p. 99-110, 5 pl.).

grottes de la Carniole, ainsi que dans l'eau de nombreux puits, et Forel l'a rencontré dans les profondeurs des lacs de Genève et de Neuchâtel. Or, Humbert a exprimé l'opinion que les espèces qui

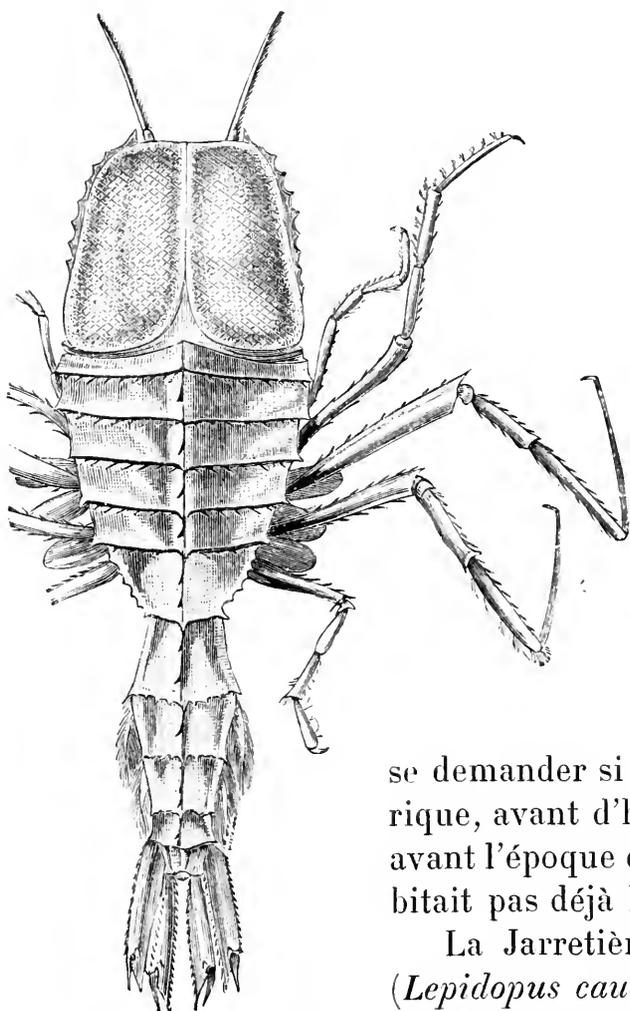


FIG. 65. — *Cystisoma Neptunus* Guérin-Ménéville (d'après Willemoes-Suhm).

Grandeur naturelle; Océan Atlantique, au large du cap Saint-Vincent, lat. 35°47', long. 8°23' par 1 090 brasses [2 000 m.].

vivent dans les lacs de la Suisse ne proviennent pas de la transformation d'une espèce comme le *Gammaurus pulex*, qui voit, mais doivent leur existence à l'immigration dans les lacs de formes habitant les eaux souterraines<sup>1</sup>.

D'autres découvertes nombreuses, et ayant une grande importance pour l'explication des faunes isolées des lacs intérieurs, témoignent en faveur de cette migration de petits animaux dans les eaux souterraines; et l'on peut

se demander si la *Cecidotæa stygia* d'Amérique, avant d'habiter les grottes et même avant l'époque des terrasses fluviales, n'habitait pas déjà les eaux souterraines<sup>2</sup>.

La Jarretière de la Nouvelle-Zélande (*Lepidopus caudatus*), qui possède de très grands yeux, a été décrite par Lendenfeld comme étant un poisson de mer profonde. La migration d'un habitant des zones supérieures dans les parages obscurs des profondeurs ne s'accomplit, d'après l'opinion de Lendenfeld, que lentement et au bout d'un grand nombre de générations. Si l'œil était

primitivement bien développé, il finira par s'agrandir à la longue; mais si c'était un œil faible, ou bien si le changement d'habitat s'est

1. A. Humbert, *Description du Niphargus puteanus, var. Forelii* (Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., XIV, 1876, p. 278-398, pl. VI, VII; et Archives des Sc. phys. et nat., Genève, nouv. pér., LVIII, 1877, p. 53-75).

[2. Sur la faune des cavernes, voir Packard, *The Origin of the Subterranean Fauna of North America* (Amer. Naturalist, XXVIII, 1894, p. 727-751); R. von Lendenfeld, *Neuere*

effectué trop rapidement pour rendre possible l'adaptation, on verra se produire l'atrophie et la disparition de cet organe<sup>1</sup>.

On rencontre, non seulement vers la limite supérieure de la région abyssale, mais même jusqu'à de grandes profondeurs, à côté de nombreux animaux complètement aveugles, quelques espèces dont les yeux sont bien développés, et parfois même, aussi, des formes montrant nettement que l'œil s'est agrandi. Le *Cystisoma Neptunus* (fig. 65), pourvu d'yeux qui se touchent sur la ligne médiane, vit dans les grands fonds de l'Océan Atlantique, mais on l'a pêché plusieurs fois pendant la nuit à la surface de la mer; il semble appartenir au groupe nombreux d'animaux pélagiques qui viennent à la surface pendant la nuit et retournent pendant le jour dans les profondeurs. Le *Petalophthalmus armiger* (fig. 66), décrit par

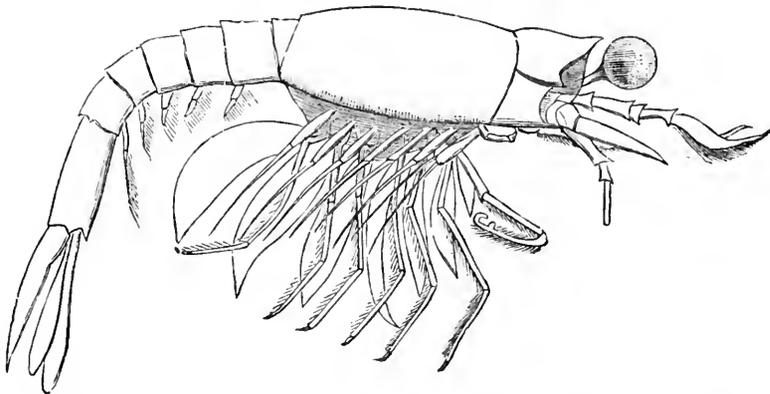


FIG. 66. — *Petalophthalmus armiger* Will.-Suhm (d'après Willemoes-Suhm).

Grossi deux fois; entre le cap Palmas et Saint-Paul, par 2 500 brasses [4 500 m.]; à 170 milles marins [315 kil.] à l'E. de Saint-Paul, par 1 500 brasses [2 700 m.]; en outre lat. 35°41' S., long 20°55' W., environ à 400 milles marins [740 kil.] à l'W. des îles Tristan d'Acunha, par 100 brasses [183 m.].

Willemoes-Suhm, est encore plus caractéristique : ce Schizopode porte à ses pédoncules oculaires des renflements vésiculeux formés de chitine, qui ne présentent plus aucune trace de structure d'œil. L'œil doit sa disparition à son agrandissement<sup>2</sup>.

*Polycheles* (fig. 67) et *Willemoesia* sont voisins du genre jurassique *Eryon*; tous deux habitent les grands fonds, et le second genre a été rencontré à 4 900 brasses [3 400 m.] tant dans l'Océan Atlantique que dans l'Océan Pacifique. Ces deux genres ont des yeux si petits et si bien dissimulés qu'on fut longtemps sans les connaître, mais

*Arbeiten über die Tiere der Finsternis* (Zool. Centralbl., III, 1896, p. 789-801, 822-827, bibliographie): O. Hamann, *Europäische Höhlenfauna*, in-8°, XIII-296 p., 5 pl., Jena, 1896.]

1. R. v. Lendenfeld, *Note on the Eyes of Deep Sea Fishes* (Proc. Linn. Soc. New South Wales, Sydney, IX, 1883, p. 699, 700).

2. R. v. Willemoes-Suhm, *On some Atlantic Crustacea from the « Challenger » Expedition* (Trans. Linn. Soc. London, 2<sup>d</sup> Ser., I, 1875, p. 23-59, pl.).

Spence Bate nous apprend que, dans les premiers stades du développement, l'embryon de *Willemoesia* possède des organes visuels dont la structure est celle du type ordinaire des Crustacés<sup>1</sup>.

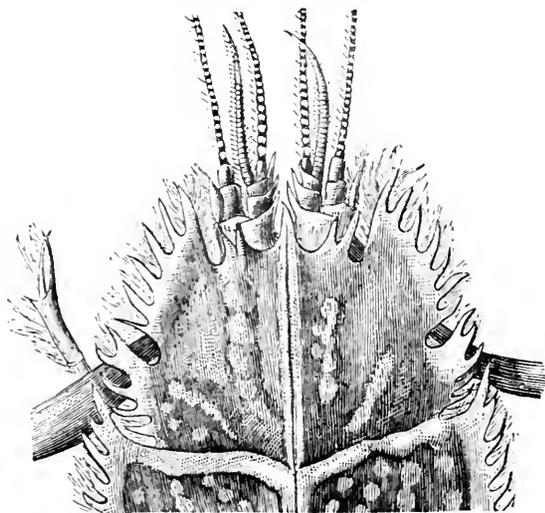


FIG. 67. — *Polychaetes crucifera* Will.-Suhm (d'après Willemoes-Suhm).

Grossi 4 fois; 450 brasses [820 m.]; Sombrero. Antilles.

Trilobites; voici les résultats auxquels il avait été amené<sup>2</sup> :

Il y a, parmi les Trilobites de Bohême, six genres qui sont exclusivement aveugles et six qui renferment à la fois des espèces aveugles et des espèces pourvues d'yeux. La faune première ou faune « primordiale » comprend, sur 27 espèces, 7 sans yeux, la faune seconde 25 sur 127 et la faune troisième seulement 1 sur 205 espèces. Les espèces aveugles se rencontrent dans les sédiments vaseux, c'est-à-dire dans les schistes cambriens et dans les dépôts argileux  $d_1$ ,  $d_3$  et  $d_5$  du Silurien inférieur  $D$ , mais non dans les horizons où les quartzites prédominent; de même, l'unique espèce du Silurien supérieur se trouve

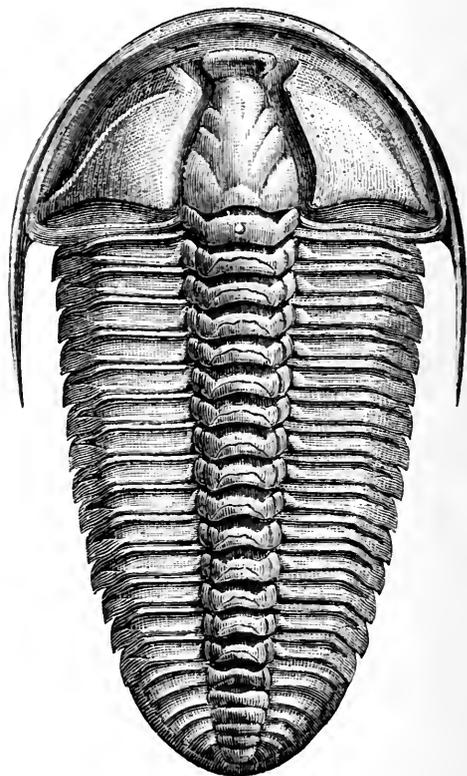


FIG. 68. — *Conocephalites Sulzeri* Schloth. (d'après Barrande).

Étage primordial; Jincec, Bohême; aveugle.

1. G. Spence Bate, in *Challenger, Narrative*, I, part 2, 1885, p. 324.

2. J. Barrande, *Système Silurien du Centre de la Bohême*; Supplément au vol. I, in-4° Prague, 1872, p. 155-164 et 195-197.

dans un calcaire argileux. Mais il y a des formes dont les yeux acquièrent des dimensions absolument anormales, *Æglina* et *Remopleurides*, par exemple, et justement ces espèces à grands yeux se rencontrent associées aux espèces complètement aveugles et ont vécu avec elles<sup>1</sup>. Chez l'*Æglina armata*, comme chez l'*Æglina mirabilis* d'Angleterre, l'agrandissement des yeux va si loin que celui de droite rencontre celui de gauche et se fusionne avec lui; c'est ce que Barrande appelle la forme *cyclopique* (fig. 69).

On voit nettement que l'œil des Trilobites était exposé, à l'époque

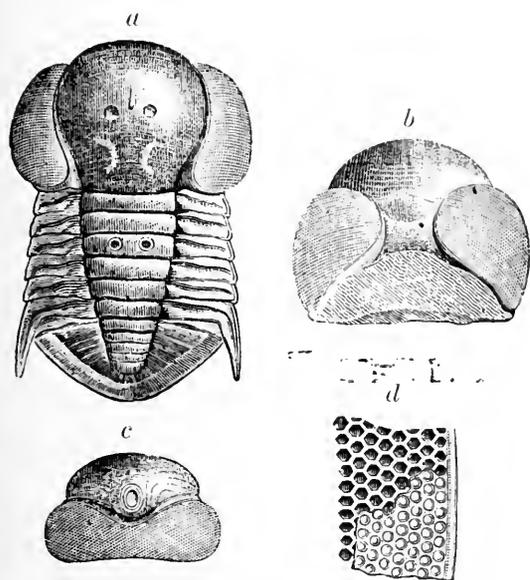


FIG. 69. — Yeux cyclopiques  
(d'après Barrande).

a *Æglina prisca* Barr. Silurien inférieur  $d_1$ ,  
Sancta Benigna, Bohême; b la même,  $d_1$ , Vosek;  
c, d *Æglina armata*,  $d_2$ , environs de Leiskow.

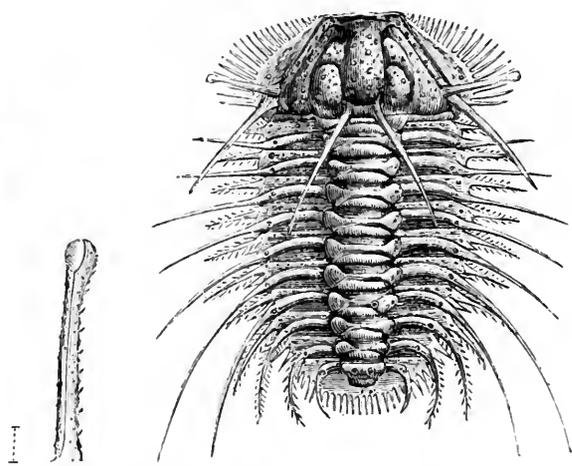


FIG. 70. — *Acidaspis mira* Barr.  
(d'après Barrande).

Silurien supérieur, E; Lodenitz, Bohême. Yeux  
pédonculés.

silurienne, par suite de son non-fonctionnement, à une atrophie analogue à celle qu'ont subie plus tard d'autres classes d'animaux, et qu'alors la perte de la vue se produisait aussi soit par atrophie immédiate, soit par agrandissement, ce qui suppose en même temps comme un effort de l'œil pour se défendre. *Acidaspis mira* (fig. 70), du calcaire silurien supérieur, présente l'œil pédonculé des Crustacés actuels bien pourvus d'organes visuels; l'œil d'*Æglina* (fig. 69) peut être comparé à celui du *Cystisoma Neptunus* (fig. 65), qui mérite pleinement la qualification de cyclopique dont se servait

1. « Pourrait-on penser que les yeux de ces Trilobites étaient destinés, par leurs dimensions extraordinaires, à la faiblesse de la lumière transmise à travers les eaux troubles? » (Barrande, Ouvr. cité, p. 162).

Barrande; il montre bien le processus d'agrandissement qui a été signalé chez la Jarretière de la Nouvelle-Zélande et qui peut conduire, quand les yeux sont pédonculés, à l'œil énorme et aveugle du *Petalophthalmus armiger*. *Conocephalites Sulzeri* (fig. 68), enfin, qui, tout à fait aveugle, coudoie dans les schistes cambriens de Bohême le *Conocephalites striatus* pourvu d'yeux, correspond à l'un des nombreux exemples d'absence complète d'un vestige extérieur de l'œil, connus dans les mers profondes, les parties profondes des lacs intérieurs, les eaux souterraines et les cavernes. Ces espèces devenues aveugles vivaient ainsi au milieu de celles qui étaient pourvues d'organes de la vision, comme c'est encore aujourd'hui le cas pour certains horizons des mers profondes et comme Forel

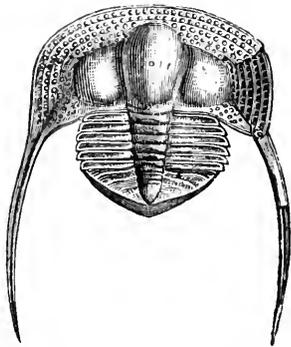


FIG. 71. — *Trinucleus ornatus*, Sternb. (d'après Barrande).

Silurien inférieur  $d_3$ ; Trubin (Bohême); aveugle.

l'a également constaté pour le fond du lac de Genève<sup>1</sup>. Barrande a aussi trouvé que, chez les plus jeunes individus du *Trinucleus Bucklandi*, espèce aveugle du Silurien inférieur, il y a au milieu des joues, à la place de l'œil, un petit tubercule qui disparaît complètement avec l'âge : ceci nous rappelle *Willemoesia*, les Lernéides et d'autres animaux possédant dans leur jeunesse l'ébauche d'un œil, qui disparaît avec l'âge en totalité ou en partie. On n'a pas encore découvert de forme jeune analogue pour une autre espèce aveugle, le *Trinucleus ornatus* (fig. 71).

Il est fort possible que de nouvelles découvertes conduisent à modifier les chiffres donnés par Barrande pour la répartition des Trilobites aveugles dans les divers étages. Barrande fait même remarquer que la prédominance d'espèces aveugles dans les dépôts cambriens de Bohême est due essentiellement au genre *Agnostus*, qui présente des caractères tout à fait spéciaux. Mais il ne faut pas oublier, d'autre part, que si les autres genres de la faune « primordiale », tels que *Hydrocephalus*, *Paradoxides*, et en Angleterre le genre *Anopolenus*<sup>2</sup>, possèdent bien une suture faciale et de grands tubercules oculaires allongés, on n'a constaté, que je sache, la présence de facettes sur ces tubercules que dans fort peu d'espèces,

1. F. A. Forel, *Faune profonde du lac Léman* (Verhandl. Schweiz. naturf. Ges. zu Chur, 1874, p. 136).

2. H. Hicks, *Note on the Genus Anopolenus* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXI, 1865, p. 477-482, fig.). Des animaux aveugles, n'offrant pas de trace extérieure d'œil, en possèdent pourtant encore un rudiment interne; on l'a observé depuis longtemps sur des animaux provenant de puits; Bell, *Crustacea*, in-8°, London, 1853, Introd., p. xxxi, et ailleurs.

si même on les trouve jamais; et, dans le Silurien inférieur, les dimensions démesurées de l'œil du genre *Remopleurides*, qui est également allongé et pourvu de facettes, n'indiquent encore qu'une tendance à la cécité. Il semble même que, jusqu'à présent, *Conocephalites striatus* représente la seule espèce de l'étage « primordial » de Bohême sur laquelle on soit réellement arrivé à voir les facettes. Quelle que soit la solution que le progrès des recherches réserve à ces questions, il n'en est pas moins vrai que, dès à présent, on connaît chez les animaux siluriens eux-mêmes la double voie qui mène à la cécité.

Nous en concluons que la cause de la cécité était la même que chez les habitants actuels des mers profondes, c'est-à-dire l'absence de lumière solaire<sup>1</sup>; nous voyons en même temps, d'autre part, qu'il faut considérer la faune la plus ancienne connue du terrain silurien de Bohême comme une faune *transformée*, ce qui suppose par conséquent l'existence d'une faune antérieure, qui nous est inconnue<sup>2</sup>.

De même que les dépôts de sel des époques passées témoignent de l'identité des matières dissoutes et de la concordance dans l'ordre des cristallisations, de même la structure des yeux des plus anciens organismes connus nous fournit des raisons de supposer que la pénétration de la lumière solaire dans les mers d'autrefois s'effectuait dans des conditions semblables et exerçait sur l'organe de la vision la même influence qu'aujourd'hui.

Jusque-là, nous pouvons poursuivre avec quelque certitude la comparaison du passé avec le présent; mais dès qu'on essaie de tracer une limite précise à la région abyssale et de l'évaluer en chiffres, les difficultés surgissent. Les expériences faites en immergeant dans l'eau un disque blanc ne sauraient être acceptées comme décisives pour fixer la limite de pénétration de la lumière, car nous ne connaissons pas la capacité de perception de ces yeux étrangement transformés, et bien des animaux devenus aveugles, comme le *Petalophthalmus armiger*, dont il a été question plus haut, ont l'habitude

[1. M. Frech a fait observer qu'un grand nombre de ces formes aveugles se trouvent dans des dépôts dont l'origine est incontestablement littorale (Cambrien de Příbram et de Russie) : la cause de ces modifications particulières de l'œil doit donc être différente, et il croit la trouver dans l'habitude qu'auraient eue ces animaux de vivre enfouis dans la vase (*Lethæa palaeozoica*, 2. Bd., 1. Lief., p. 18). C'est seulement pour les genres siluriens *Trinucleus*, *Aeglina*, etc., que M. Frech croit pouvoir se ranger à l'opinion de M. Suess, également adoptée par Neumayr (même ouvr., p. 69). Voir aussi F. R. C. Reed, *Blind Trilobites* (Geol. Mag., Dec. 4, V, 1898, p. 439, 493, 552).]

[2. Voir sur ce sujet J. Bergeron, *La faune dite « primordiale » est-elle la plus ancienne?* (Revue générale des Sc., II, 1891, p. 781-787); *Les récentes études sur les faunes les plus anciennes* (Ibid., VII, 1896, p. 259-261, 328).]

de venir pendant la nuit à la surface de la mer. Il en résulte qu'on attache à l'expression de « mer profonde » les sens les plus divers. Th. Fuchs, qui s'est occupé spécialement de cette question et qui semble désigné pour émettre un avis par sa connaissance approfondie des dépôts tertiaires, a fait ressortir l'importance capitale de la lumière, mais n'a placé la limite entre la zone littorale et la mer profonde qu'à 40-50 brasses [75-90 m.]. D'autres auteurs ont formulé des conclusions tout à fait différentes; ainsi Günther ne fait commencer la faune de mer profonde qu'à 500 ou 600 brasses [1 000 m. environ. <sup>1</sup>]

Mais, pour les études générales auxquelles cette expression doit servir, il me semble convenable de placer la limite là où se manifeste la plus grande différence d'ensemble, et de la faire coïncider avec la profondeur où la diversité des climats cesse et où apparaît la faune cosmopolite. Cette faune n'est pas soumise aux lois de répartition qui sont prépondérantes dans les zones plus élevées, et les changements des conditions extérieures doivent exercer sur elle une autre influence.

Les régions supérieures se partagent elles-mêmes en plusieurs zones, et la variété des sédiments y est également plus grande. Mais il est parfaitement exact que des végétaux terrestres et des sédiments détritiques peuvent être entraînés jusqu'à de grandes profondeurs <sup>2</sup>. La présence de couches de petits cailloux roulés de quartz bigarré dans les schistes cambriens de Jinec, qui renferment les Trilobites aveugles dont on vient de parler, en est un exemple frappant. Il faut admettre en effet que, dans bien des cas, la bordure de matériaux élastiques qui entoure une grande partie des continents pénètre jusque dans le domaine de la faune abyssale, et que ce fait s'est également produit dans les mers anciennes.

Mais cette frange détritique n'a pas partout la même largeur ni la même épaisseur et, lorsqu'elle se coince ou disparaît, les sédiments marins se présentent avec un faciès de plus en plus

1. Th. Fuchs, nombreux travaux; voir en particulier Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1882, p. 55-68; Sitzungsber. Zool.-bot. Gesellsch. Wien, 5 April 1882, et son mémoire : *Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten?* (Neues Jahrb. f. Min., etc., Beilage-Bd. II. 1883, p. 487-584). [Pour A. E. Ortmann, le domaine abyssal commence à la profondeur de 400 m., limite extrême de pénétration de la lumière; J. Walther adopte le chiffre de 900 m. environ. Voir aussi A. Günther, *The Fauna of the Deep Sea* (*The President's Anniversary Address*, Proc. Linn. Soc., London, 1896-97, p. 17-48).]

2. Exemples dans Fuchs, *Welche Ablagerungen*, etc., p. 498 et suiv. [Voir aussi A. Agassiz, ouvr. cité, XIV, p. 293; J. Thoulet, *Observations océanographiques faites pendant la campagne du « Caudan » dans le golfe de Gascogne, en août 1895* (Annales de Géogr., V, 1896, p. 338); Bleicher, *Résultats scientifiques de la campagne du « Caudan » dans le golfe de Gascogne. Recherches sur les débris végétaux et les roches* (Annales de l'Université de Lyon, fasc. III, 1896, p. 701-709).]

franc<sup>1</sup>. En général, c'est du calcaire, mais le carbonate de chaux peut aussi, dans certaines circonstances, être déposé à de faibles profondeurs et même au niveau de la surface de la mer, car les conditions de formation du calcaire marin sont très variées : il y a, par exemple, l'édifice corallien massif, dans lequel des organismes vivants non seulement sécrètent le carbonate de chaux, mais déterminent la forme même de la construction ; toutefois ce cas ne correspond qu'à une bien faible proportion des dépôts calcaires, qui, la plupart du temps, sont régulièrement stratifiés. Ces calcaires peuvent devoir leur origine à du gravier organique, c'est-à-dire au morcellement par les vagues des parties dures de coquillages, coraux et autres animaux marins de nature calcaire ; cet émiettement peut aller si loin qu'après les tempêtes, comme Alex. Agassiz l'a décrit dans les Keys de la Floride, on voit les récifs de coraux entourés d'une large frange où l'eau est trouble et laiteuse. Le calcaire peut encore être formé par la chute sur le fond de la mer de coquilles calcaires délicates, comme celles des Globigérines<sup>2</sup> ; pourtant nous savons qu'il y a dans les très grandes profondeurs de telles quantités d'acide carbonique que ces minces coquilles sont dissoutes et qu'il ne s'y forme pas de calcaire. Certaines particularités révèlent d'ailleurs, dans les banes calcaires, l'action de l'atmosphère et une émergence temporaire ; telle est la présence de morceaux d'argile d'un rouge vif ou de calcaire argileux dans le calcaire blanc, comme on l'a constaté aux Bermudes : ces amas correspondent aux traces de la terre rouge que l'on rencontre formant le résidu de la dissolution du calcaire sur tant d'îles coralliennes, et à la « Terra rossa » des dolines du Karst. Un second indice réside dans la présence fréquente de phosphates, dont l'origine peut être analogue à celle des couches de guano d'aujourd'hui. Ce ne sont là que des exemples destinés à montrer la diversité des circonstances possibles<sup>3</sup>. Mais dès qu'on les étudie dans la nature vient se poser une autre question : certaines couches de carbonate de chaux renferment une

[1. Voir la carte de J. Murray et A.-F. Renard, reproduite dans le Bull. Soc. belge de Géol., de Paléontol. et d'Hydrol., VII, 1893, p. 109-134, pl. VI ; et le planisphère montrant la répartition des sédiments terrigènes, dans A. de Lapparent, *Leçons de Géographie Physique*, 2<sup>e</sup> éd., in-8°, Paris, 1898, p. 699, fig. 163.]

[2. J. Murray, *On the Distribution of the Pelagic Foraminifera at the Surface and on the Floor of the Ocean* (Natural Science, XI, 1897, p. 17-27 ; résumé par Ph. Glangeaud, *Revue Générale des Sc.*, IX, 1898, p. 490-494).]

[3. On trouvera dans l'ouvrage de J. Walther, *Lithogenesis der Gegenwart (Einführung in die Geologie als historische Wissenschaft*, III), in-8°, Jena, 1894, un grand nombre d'indications sur la nature, le mode de formation et l'origine des dépôts calcaires des mers actuelles.]

faible quantité de carbonate de magnésie, d'autres en contiennent une proportion considérable, et des bancs de dolomie peuvent alterner avec les bancs de calcaire <sup>1</sup>.

Dans l'étude des calcaires stratifiés, il faudra donc apporter la plus extrême attention.

Murchison a depuis longtemps exprimé l'opinion que chaque formation géologique comprenait, en son milieu, un étage calcaire, et Hull, en 1862, a développé cette idée en l'appliquant à plusieurs terrains, notamment au Carbonifère. La prédominance des éléments détritiques provenant de la terre ferme suppose, d'après Hull, des phases corrélatives d'oscillation de la part du continent, et on est conduit ainsi à distinguer trois étages :

Étage supérieur . .	Mouvement. . .	Formation détritique.
Étage moyen . . .	Repos . . . . .	Formation calcaire.
Étage inférieur . .	Mouvement. . .	Formation détritique.

Hull a montré en même temps qu'en Angleterre, la répartition des éléments clastiques indique l'existence, pendant toute une série de périodes géologiques, d'une terre ferme à l'ouest et au nord-ouest <sup>2</sup>.

La stratigraphie plus simple des États-Unis a conduit les géologues américains à des vues semblables. Newberry, en 1860, en partant de la transgression crétacée de l'Ouest, a admis des « Cycles of deposition », c'est-à-dire un retour périodique de conditions de dépôt analogues, en d'autres termes une alternance de phases caractérisées par des eaux peu profondes et par la haute mer. En 1874, cette interprétation fut appliquée en détail aux terrains paléozoïques (I, p. 17).

Newberry distingue dans un cycle de ce genre les termes suivants : 1. côte ; 2. au delà de la côte ; 3. haute mer ; 4. mer reculant ; ou sédiment : 1. transporté mécaniquement ; 2. mixte ; 3. organique ; 4. mixte. Au sein d'un grand cycle, il se produirait, par suite d'oscillations, des cycles plus petits ; c'est ce qui arrive par exemple dans le Carbonifère ; et, strictement parlant, on ne devrait distinguer que trois termes dans un cycle : deux formations d'eau

[1. C. Klement, *Sur l'Origine de la Dolomie dans les formations sédimentaires* (Bull. Soc. Belge Géol., Bruxelles, IX, 1895, Mém., p. 3-23).]

2. Ed. Hull, *On Iso-diametric Lines, as means of representing the Distribution of Sedimentary Clay and Sandy Strata, as distinguished from Calcareous Strata, etc.* (Quart. Journ. Geol. Soc., XVIII, 1862, p. 127-146, pl. VII).

peu profonde séparées par un dépôt de haute mer. L'ère paléozoïque comprendrait quatre grands cycles<sup>1</sup>.

D'autres savants ont suivi la même voie en Amérique, notamment Dawson en 1868<sup>2</sup>.

L'étude de la série tertiaire de Belgique avait conduit André Dumont à reconnaître que l'intercalation des principales couches de graviers grossiers indiquait un changement quelconque dans les conditions physiques; il chercha dès lors à faire coïncider avec ces lits de graviers les limites des étages tertiaires.

Rutot et Van den Broeck ont renouvelé cette tentative. Ils ont entrepris de montrer que dans l'affaissement lent d'un continent (mouvement positif), le flot qui s'avance vers l'intérieur des terres

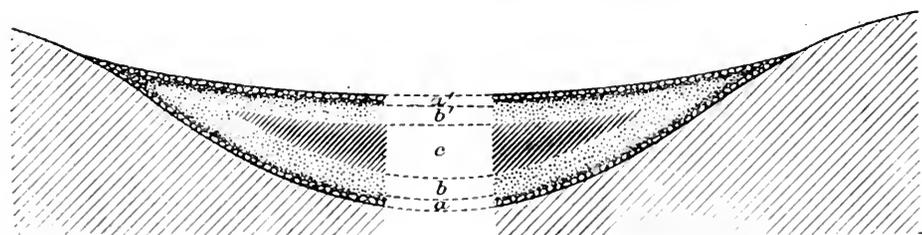


FIG. 72. — Coupe diagrammatique des dépôts abandonnés après une oscillation complète du sol, d'après A. Rutot et E. Van den Broeck (*Bulletin du Musée Royal d'Histoire Naturelle de Bruxelles*, II, 1883, p. 57 et 346).

*a a'*, Enveloppe extérieure de gravier, composée en bas du *gravier d'immersion* (*a*), et en haut, du *gravier d'émersion* (*a'*); *b b'*, Enveloppe intérieure sableuse, formée de sables de plus en plus fins à mesure qu'on s'approche du noyau argileux *c*, dont les parties les plus fines et les plus pures occupent le centre.

couvre le pays d'une couche de graviers littoraux (*gravier d'immersion*); cette couche est recouverte par du sable fin, puis par l'argile des zones marines plus profondes, à mesure que le mouvement s'accroît; si l'oscillation vient alors à changer de sens, c'est-à-dire s'il se produit un mouvement négatif, l'argile sera de nouveau couverte par du sable, et celui-ci à son tour par une couche supérieure de cailloux roulés (*gravier d'émersion*), qui souvent, du reste, ne se dépose pas ou est entraînée par l'érosion. Cette série : gravier d'immersion, sable, argile, sable et gravier d'émersion (fig. 72), représente un « cycle sédimentaire » complet et est considérée comme l'équivalent d'une oscillation séculaire complète. L'argile prend donc la forme d'une lentille qui se termine en coin vers

1. J. S. Newberry, *Circles of Deposition in American Sedimentary Rocks* (Proc. Amer. Assoc. for the Advancement of Science, Portland, Maine, XXII, pt. 2, 1873, in-8°, Salem, 1874, p. 185-196).

2. J. W. Dawson, *Acadian Geology*, 2<sup>e</sup> ed., 1868, p. 135-138.

la terre. Ici, il n'y a pas de formation calcaire ; il n'y a que des matériaux détritiques. Les cycles peuvent d'ailleurs être incomplets ou les dépôts correspondants avoir été enlevés en partie. Les auteurs citent, à titre d'exemple, l'étage tongrien inférieur marin, comprenant *Tg 1 a* (graviers), *Tg 1 b* (sable), *Tg 1 c* (argile) *Tg 1 d* (sable) : cet ensemble forme la zone à *Ostrea ventilabrum* ; puis l'on a *Tg 2 a* (sable à *Cytherea semistriata*), *Tg 2 b* (argile à *Cytherea incrassata*), *Tg 2 c* (sable à *Cerithium plicatum*)<sup>1</sup>.

Des considérations de ce genre conduisent à admettre des modifications réitérées et très régulières de la ligne des côtes, difficilement conciliables avec les principes de la théorie du soulèvement, et Newberry adopte des expressions telles que : avancée de la mer, recul de la mer, c'est-à-dire les termes mêmes dont se servaient, avant le règne de la théorie du soulèvement, Brongniart, d'Omalius d'Halloy, etc. (II, p. 18).

Dans cette manière de voir, les limites des terrains, parfois même celles des étages secondaires, coïncideraient essentiellement avec les phases négatives, tandis que les phases positives correspondraient à peu près au milieu des périodes équivalentes. Or, on sait que la nomenclature créée en Europe et, avec elle, les limites principales des terrains se sont trouvées applicables sous toutes les latitudes et dans les contrées les plus lointaines. Cependant, il est impossible qu'un cycle de ce genre affecte dans le même sens toute la surface de notre planète : on doit supposer que des aires positives ont pour contre-partie, dans d'autres régions du globe, des aires négatives. La théorie du soulèvement, en particulier, n'est d'aucune ressource pour nous représenter un mouvement positif ou négatif qui aurait affecté simultanément la terre entière, ou même seulement une partie notable de sa surface ; car le propre de ces mouvements, c'est leur diversité.

Mais l'épaisseur des terrains sédimentaires eux-mêmes atteint parfois des milliers de mètres. Dans chaque cas particulier, l'accumulation croissante de ces dépôts au point où l'on en étudie la coupe a dû nécessairement avoir pour résultat une diminution constante de profondeur de la mer. Si la hauteur du rivage est restée rigoureusement fixe, ces dépôts ont dû finir par atteindre le niveau de la surface, en donnant alors à l'observateur, grâce à cette profon-

1. A. Rutot, *Les phénomènes de la sédimentation marine étudiés dans leurs rapports avec la stratigraphie régionale* (Bull. Mus. Royal d'Hist. Nat. de Belgique, II, 1883, p. 41-83) ; E. Van den Broeck, *Note sur un nouveau mode de classification et de notation graphique des dépôts géologiques basé sur l'étude des phénomènes de la sédimentation marine* (Ibid., p. 341-369).

deur moindre et aux conditions d'existence caractéristiques de la zone littorale, l'illusion d'un mouvement négatif. Tout mouvement négatif est accentué dans ses effets par le progrès de la sédimentation, et tout mouvement positif n'accroît la profondeur de la mer que dans la mesure où son amplitude dépasse l'épaisseur des dépôts qui s'accumulent dans le même temps au point considéré. Il en va de même dans le cas d'un mouvement oscillatoire; il peut alors se faire que l'épaisseur du dépôt, par exemple du calcaire, devienne égale à l'excédant positif, et que l'on ait :

$$\text{Séd.} = \text{Pos.} - \text{Nég.}$$

La surface supérieure du dépôt correspondra donc au maximum de la phase positive, par conséquent au repère *e* ou *m* du schéma de la p. 33; et il y a une forte probabilité pour que cette surface se trouve au-dessus du niveau de la mer, et que l'observateur soit amené à conclure à un soulèvement du continent. Nous trouverons ce cas réalisé dans les formations calcaires récentes et dans les îles coralliennes.

On peut apporter un peu plus de précision dans l'analyse du phénomène. L'épaisseur est souvent si grande que, grâce à l'accroissement de l'attraction locale, elle élève la surface de l'eau d'une quantité appréciable  $\alpha$ . En même temps, dans l'ensemble du globe, des sédiments sont continuellement jetés à la mer et tendent sans cesse à la faire déborder de toutes parts, au bout d'un temps donné, d'une quantité  $\sigma$ . La formule qui représente une augmentation de profondeur de la mer sera donc :

$$(\text{Pos.} + \alpha + \sigma) > (\text{Nég.} + \text{Séd.})$$

et pour une diminution de profondeur de la mer :

$$(\text{Pos.} + \alpha + \sigma) < (\text{Nég.} + \text{Séd.})$$

Je ne puis dissimuler, à ce propos, que pour certains des exemples le plus souvent reproduits touchant l'épaisseur des dépôts détritiques, notamment en ce qui concerne le terrain houiller, il n'y ait à craindre qu'on n'ait quelque peu exagéré les chiffres. Il n'est pas toujours permis, en effet, de faire la somme des épaisseurs des bancs successifs, comme dans un terrain calcaire, car cette méthode suppose que les sédiments en question se sont déposés les uns au-dessus des autres suivant une même verticale, tandis qu'en fait ils se sont accumulés, du moins en partie, sur des talus

sous-marins avançant progressivement vers le large, en s'appuyant par conséquent les uns contre les autres ou en s'adossant latéralement<sup>1</sup>. C'est ainsi qu'on a pu obtenir, pour représenter l'épaisseur des sédiments détritiques, des chiffres qui dépassent de beaucoup la réalité; d'ailleurs ces épaisseurs, même réduites à leurs strictes proportions, montent certainement à plusieurs milliers de mètres<sup>2</sup>.

1. **Le continent Nord-Atlantique.** — Une bordure de sédiments détritiques permet de faire des hypothèses sur la situation du continent aux dépens duquel elle a été formée<sup>3</sup>. Dans l'Amérique du Nord, on rencontre les plus grandes épaisseurs de schistes et de grès cambriens et siluriens dans le voisinage des côtes de l'Atlantique, c'est-à-dire dans l'Est et le Sud-Est du Canada, dans une région très voisine, le Nord-Est des États-Unis, et dans les Appalaches<sup>4</sup>. A partir de là, l'épaisseur va en diminuant vers le Mississipi; les schistes et les grès perdent en importance, tandis que le calcaire prédomine.

On observe quelque chose d'analogue, quoique avec moins de netteté, dans le Nord de l'Europe. Dans la Grande-Bretagne, il y a de grandes épaisseurs de grès et de schistes, ainsi que dans les montagnes de la Norvège; mais en Suède et dans les contrées baltiques, l'épaisseur diminue rapidement et le calcaire ne tarde pas à jouer dans le Silurien un rôle prépondérant.

Ce fait a conduit les géologues américains à supposer que le continent qui a fourni les éléments de ces terrains occupait la place du Nord de l'Océan Atlantique actuel. De même, Godwin-Austen et après lui Geikie, en Angleterre, ont considéré les roches cristallines de la Scandinavie, prolongée par les Hébrides, comme les restes du continent silurien, et Hull a défendu avec beaucoup de force l'hypothèse d'une Atlantide paléozoïque disparue<sup>5</sup>. On verra par ce qui suit que ce continent s'est maintenu comme tel jusqu'à une époque très récente de l'histoire du globe.

[1. C'est ce qui résulte, en particulier, des études de M. Fayol sur les deltas houillers du Massif Central de la France (voir ci-dessous, p. 387, note 3).]

[2. Voir l'intéressant essai statistique publié par A. Boué, *Ueber die Mächtigkeit der Formationen und Gebilde* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXV, Abth. 1, 1872, p. 105-118, tableau).]

[3. Bailey Willis, *Conditions of Sedimentary Deposition* (Journ. of Geol., I, 1893, p. 476-520).]

[4. Voir les Notices jointes aux feuilles 2, 4, 6, 8, 10, 12, etc., du *Geologic Atlas of the United States*, Washington, U. S. Geol. Survey, 1894 et années suiv.].

[5. Ed. Hull, *On the geological Age of the North Atlantic Ocean* (Scientif. Trans. Roy. Dublin Soc., New Ser., III, 1885, p. 305-320).

Si l'on essaie d'étudier en détail les dépôts marins dans leurs multiples divisions, à l'est et à l'ouest de ce continent primitif, on ne peut manquer d'être frappé des avantages qui s'offrent à l'observateur en Amérique, beaucoup plus favorisée à cet égard que l'Europe. A l'ouest, pendant que s'accumulaient ces dépôts, il ne se produisait de mouvements orogéniques que dans les Green Mountains<sup>1</sup>, et les sédiments paléozoïques s'étalent encore aujourd'hui en couches horizontales sur de vastes espaces, jusque dans le Kansas et le Nebraska. Même là où des plissements se sont fait sentir plus tard, comme dans le Canada oriental et les Alleghanies, on peut en général paralléliser sans difficulté la série des couches avec celle des régions plus lointaines de l'Amérique du Nord. En Europe, au contraire, aussitôt qu'on a dépassé l'étroite zone des Hébrides, on rencontre les plis calédoniens et les chevauchements gigantesques qui les accompagnent, et sur les ruines de ces montagnes siluriennes aujourd'hui rasées repose horizontalement le grès rouge. Si l'on pénètre plus avant vers le centre de ce continent, on y retrouve d'ordinaire les dépôts marins les plus anciens encore plissés et découpés par des fractures : il faut dès lors une dose considérable de patience, d'énergie et de sagacité pour établir la concordance des divisions entre elles, dès qu'on s'attaque à des coupes quelque peu éloignées l'une de l'autre. Ce n'est qu'en Suède et dans les plaines de la Russie que l'on retrouve des conditions aussi favorables qu'aux États-Unis.

Mais revenons à l'Amérique du Nord.

L'épaisseur des sédiments paléozoïques va en diminuant à partir de l'Océan Atlantique vers le Mississipi. Dans les Montagnes Rocheuses, elle est très faible ; mais au delà de cette chaîne, du côté des monts Wasatch et de l'Uinta, elle redevient très considérable ; il en est de même dans la partie orientale des Basin Ranges, d'après Clarence King, jusqu'au méridien 117° 15' environ, où ces dépôts disparaissent. En Californie, on ne connaît que le Calcaire carbonifère. Au delà de 117° 15', il y avait donc probablement un second continent, qui limitait la mer du côté de l'ouest<sup>2</sup>.

Dès 1859, James Hall a exposé, dans un aperçu magistral, la division et la répartition des couches paléozoïques de l'Est et du Centre des États-Unis. Les années écoulées depuis lors n'ont fait

[1. J. D. Dana, *Manual of Geology*, 4<sup>th</sup> ed., in-8°, New York, 1895, p. 526-533.]

2. Clarence King, *U. S. Geological Exploration of the Fortieth Parallel*, I, p. 127-248, cartes I et II. [Cette conclusion doit être modifiée, à la suite des découvertes de Diller, Fairbanks, Schuchert, Walcott, etc. (voir I, p. 789, note 1, 791, note 2, et 795, note 1).]

que confirmer tous les traits principaux de cette esquisse, qui forme le point de départ de nos comparaisons<sup>1</sup>. Les travaux des géologues canadiens et ceux qui ont eu les hautes montagnes de l'Ouest pour objet complètent le tableau.

A Terre-Neuve, dans le Nouveau-Brunswick et à Braintree (Massachusetts), il y a des couches surtout schisteuses, dans lesquelles se trouvent des espèces du genre *Conocephalites*, tant aveugles que pourvues d'yeux, et une série d'autres Trilobites, dont le cachet général rappelle très exactement la faune « primordiale » de Jinec et de Skrej en Bohême<sup>2</sup>. Ce sont aussi, en Amérique, les plus anciens animaux connus jusqu'à présent. Ces assises sont désignées sous le nom de *St. John's Group*<sup>3</sup>. On ne les connaît pas dans tout le

1. J. Hall, *Geol. Survey of New York, Palæontology*, III, in-4°, Albany, 1859, p. 1-96. [Voir aussi J. D. Dana, *Areas of Continental Progress in North America, and the influence of the conditions of these areas on the work carried forward within them* (Bull. Geol. Soc. of America, I, 1890, p. 36-48), et *Manual of Geology*, 4<sup>th</sup> Ed., in-8°, New York, 1895, p. 460-736, nombr. fig.]

2. G. F. Matthew, *Illustrations of the fauna of the St. John's Group* (Trans. Royal Soc. Canada, Montréal, t. I, II et III, 1884-1886 [et suivants jusqu'à XI, 1894]); C. D. Walcott, *On the Cambrian Faunas of North America* (U. S. Geol. Survey, Bulletin n° 10, 1884, 53 p., 10 pl.). [Voir aussi G. F. Matthew, *Faunas of the Paradoxides Beds in Eastern North America* (Trans. N. Y. Acad. Sc., XV, 1896, p. 192-247, pl. XIV-XVII).]

[3. On sait aujourd'hui que l'étage de Saint-John est en réalité plus récent que l'étage de Georgia, et qu'il représente, non pas le Cambrien inférieur, mais le Cambrien moyen, conformément, d'ailleurs, à l'ordre de superposition des faunes étudiées en Scandinavie; C. D. Walcott, *Stratigraphic Position of the Olenellus Fauna in North America and Europe* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XXXVII, 1889, p. 374-392; XXXVIII, 1889, p. 29-42). Sur l'étage de Georgia, voir C. D. Walcott, *The Fauna of the Lower Cambrian or Olenellus Zone* (10<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1888-89, pt. I, p. 509-760, pl. XLIII-XCVIII, 1890; notamment la carte, pl. XLIV). Sur le Cambrien de l'Amérique du Nord, voir C. D. Walcott, *Correlation Papers-Cambrian* (U. S. Geol. Survey, Bull. No. 81, 447 p., 3 pl., 1891; voir les cartes, pl. II et III); *The North American Continent during Cambrian Time* (12<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1890-1891, pt. I, p. 523-568, pl. XLII-XLV, 1891; voir surtout la carte, pl. XLII). — G. F. Matthew a récemment découvert dans le Nouveau-Brunswick une faune nouvelle, caractérisée par le

#### LÉGENDE DE LA FIGURE 73

Échelle de la carte = 1 : 30 000 000. Echelle des coupes = 1 : 60 000. — Nomenclature des localités : A. Province du Littoral Atlantique : 1. Baie de la Conception, Presqu'île d'Avalon (Terre-Neuve); 2. Environs de St. John (New Brunswick); 3. Environs de Braintree (Massachusetts). — B. Province des Appalaches : 4. Rive nord du Déroit de Belle-Isle (Labrador); 5. Centre-Ouest de Terre-Neuve; 6. Franklin County (Vermont); 7. Washington County (New York); 8. Green Mountains (Vermont); 9. Sud de la Pennsylvanie; 10. Centre de la Virginie; 11. Rogersville (Tennessee); 12. Géorgie et Alabama. — C. Province des Montagnes Rocheuses : 13. Monts Wasatch (Utah); 14. Centre-Est du Nevada; 15. Eureka (Nevada); 16. Vallée du Gallatin (Montana); 17. Mont Stephen (Colombie britannique). — D. Provinces de l'intérieur du continent : 18. Minnesota; 19. Est du Wisconsin; 20. Centre-Sud du Wisconsin; 21. Monts Ozark (Missouri); 22. Versants nord et est des Monts Adirondack (New York); 23. Black Hills (Dakota); 24. Monts Big Horn (Wyoming); 25. Sud du Montana; 26. Centre du Colorado; 27. Grand Cañon du Colorado (Arizona); 28. Llano County (Texas).

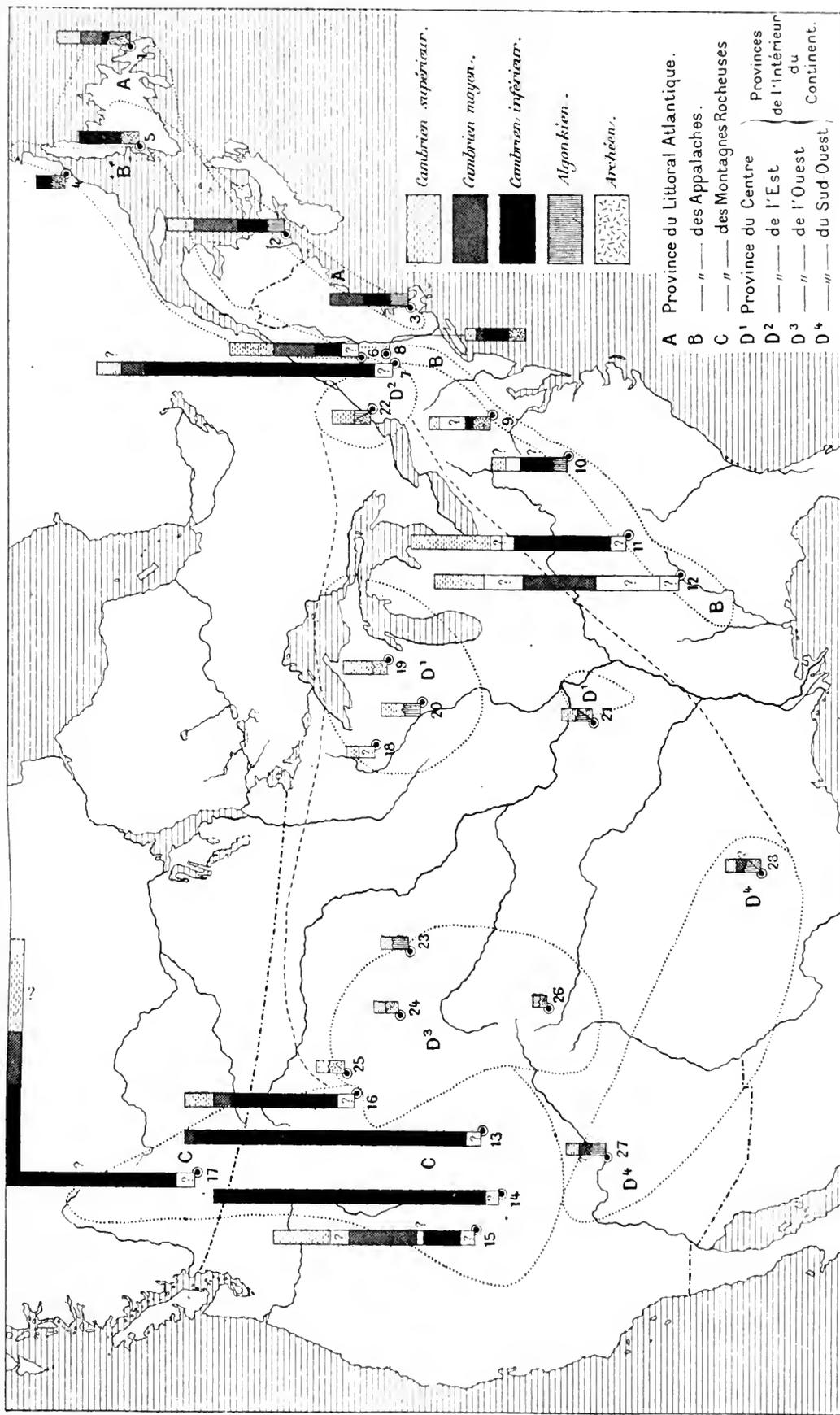


FIG. 73. — Variations d'épaisseur du terrain cambrien dans l'Amérique du Nord, d'après C. D. Walcott (12<sup>th</sup> Ann. Report U. S. Geol. Survey, 1890-91, pl. XLII, p. 532).



Centre des États-Unis, et ce n'est que dans les Monts Wasatch et à Eureka (Nevada) qu'on les retrouve<sup>1</sup>.

À l'est, du Labrador et de Terre-Neuve jusqu'à l'État de New-York et au Vermont, de même qu'à l'ouest, dans l'Utah et le Nevada et dans la Colombie Britannique, sur le bord oriental des Montagnes Rocheuses, on voit succéder à ces couches, d'après Walcott, l'étage moyen de la série primordiale ou cambrienne, le *Georgia Group*, avec une faune spéciale. Le calcaire prend une part très importante à sa constitution; cet étage n'est pas encore connu non plus dans le Centre des États-Unis<sup>2</sup>.

L'extension du dernier terme, le *Potsdam Sandstone*, est beaucoup plus générale (fig. 73). On l'a reconnu depuis le détroit de Belle-Isle, à travers le Canada<sup>3</sup>, dans le Nord-Est des États-Unis, en Pennsylvanie et en Virginie<sup>4</sup>, et plus au S.W. dans le Tennessee, où il est plus épais et alterne avec des calcaires dolomitiques; plus loin encore, dans le Texas, il affleure en couches horizontales; plus au nord, il forme une zone allongée dont l'allure est tranquille, sur le bord méridional du bouclier canadien, depuis le lac Huron jusque dans le Wisconsin et l'Iowa<sup>5</sup>. De l'Iowa, où, d'après D. D. Owen, il est possible d'y distinguer plusieurs subdivisions, la zone de grès se poursuit vers l'ouest. Elle sort dans les Black Hills de dessous les plaines du Dakota, puis entoure d'un liséré presque continu, tantôt à peine inclinée, tantôt fortement

genre *Protolenus*, et qu'il considère comme antérieure à l'étage de Georgia (*The Protolenus Fauna*, Trans. New York Acad. Sc., XIV, 1895, p. 101-153, pl. I-XI) : « Soit qu'elle représente un faciès de la faune à *Olenellus* de M. Walcott ou qu'elle appartienne réellement à un âge plus ancien, cette faune en diffère dans son ensemble par deux caractères essentiels : elle paraît à la fois plus primitive et plus pélagique. » (Ch. Barrois, Annales Soc. Géol. du Nord, XXIII, 1895, p. 143-146.)

1. Arn. Hague, *Abstract of Report on the Geology of the Eureka District* (U. S. Geol. Survey, Third Ann. Report, 1881, Washington, 1883, p. 248 et suiv. [et Monogr. XX, 1892, p. 41-47]); C. D. Walcott a décrit cette faune, en insistant sur le développement anormal de *Olenellus Howelli* qui la caractérise (*Palaontology of the Eureka District*, U. S. Geol. Survey, Monogr. VIII, 1884, p. 32-39). [Voir aussi Walcott, *Correlation Papers-Cambrian*, p. 313-317; Frech, Ouvr. cité, p. 44-48.]

2. C. D. Walcott, *Second Contribution to the Studies on the Cambrian Faunas of North America* (Bull. U. S. Geol. Survey, n° 30, 1886, 369 p., 33 pl.).

[3. R. W. Ells, *The Potsdam and Calciferous Formations of Quebec and Eastern Ontario* (Proc. and Trans. Royal Soc. Canada, XII, 1894, Sect. IV, p. 21-30).]

[4. C. D. Walcott, *Notes on the Cambrian Rocks of Virginia and the Southern Appalachians* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLIV, 1892, p. 52-57); *The Cambrian Rocks of Pennsylvania* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 134, 43 p., 15 pl., 1896).]

5. J. Hall, Note in Proc. Amer. Assoc. for the Advancement of Science, XXXI. Meeting held at Montreal, in-8°, Salem, 1882, p. 63-65. [Voir aussi C. W. Hall and F. W. Sardeson, *Paleozoic Formations of Southeastern Minnesota* (Bull. Geol. Soc. of America, III, 1892, p. 331-368, pl. 10-12).]

redressée ou renversée, les chaînons archéens des Montagnes Rocheuses. Plus à l'ouest, dans le Nevada, les fossiles du Potsdam Group occupent un niveau beaucoup plus élevé que ceux des étages antérieurs.

D'après Hague et Walcott, la série des couches, à Eureka, débute par environ 1 500 pieds [450 m.] de quartzite d'un blanc brunâtre ; dans la partie tout à fait supérieure, le quartzite devient schisteux et calcaire ; les premiers vestiges de la faune « géorgienne » ou du Cambrien moyen y apparaissent. Viennent ensuite 3 000 pieds environ [900 m.] de calcaire gris, où la même faune continue à se montrer ; à la limite supérieure on voit s'y ajouter des espèces de la faune de Potsdam ou du Cambrien supérieur. Au-dessus, il y a encore 1 600 pieds [480 m.] de schistes argileux, 1 200 pieds [360 m.] de calcaire et 350 pieds [100 m.] de schistes argileux. Ces divers niveaux feraient tous partie de l'étage de Potsdam.

Nous acquérons ainsi une idée toute particulière de cette mer primitive. Des formations côtières, avec crevasses produites par l'action desséchante du soleil, remplies de millions de valves de *Lingula*, occupent encore aujourd'hui en couches horizontales, sous le nom de « Potsdam Sandstone », le bord méridional du massif archéen du Canada<sup>1</sup>, et plus à l'ouest, dans le Nevada, ces mêmes dépôts prennent une épaisseur considérable, des calcaires et des schistes y remplaçant les grès.

Reportons-nous maintenant à la description des Black Hills donnée par Newton et Jenney. Le grès de Potsdam, épais de 200 à 300 pieds [60 à 90 m.] et formé à sa base d'une couche de cailloux roulés, dépôt grossier de rivage contenant de l'or, renferme du grès vert et un peu de calcaire, et repose en discordance sur les tranches des schistes archéens redressés. Nous avons ici sous nos yeux un récif de la mer cambrienne qui a fini par être entièrement recouvert de sable. Mais au-dessus du grès de Potsdam, on n'observe pas la suite des étages du Silurien inférieur, du Silurien supérieur et du Dévonien ; immédiatement au-dessus on trouve des formations marines de l'époque carbonifère, paraissant en parfaite concordance<sup>2</sup>.

[1. J. F. Kemp, *Physiography of the Eastern Adirondacks in the Cambrian and Ordovician Periods* (Bull. Geol. Soc. of America, VIII, 1897, p. 408-412, pl. 51).]

2. H. Newton and W. P. Jenney, *Report on the Geology and Resources of the Black Hills of Dakota* (U. S. Geogr. and Geol. Survey of the Rocky Mountain Region, in-4°, Washington, 1880, p. 80-107 et 109). [Voir aussi F. C. Smith, *The Potsdam Gold-Ores of the Black Hills of South Dakota* (Trans. Amer. Inst. Mining Engineers, XXVII, 1897, p. 404-428).]

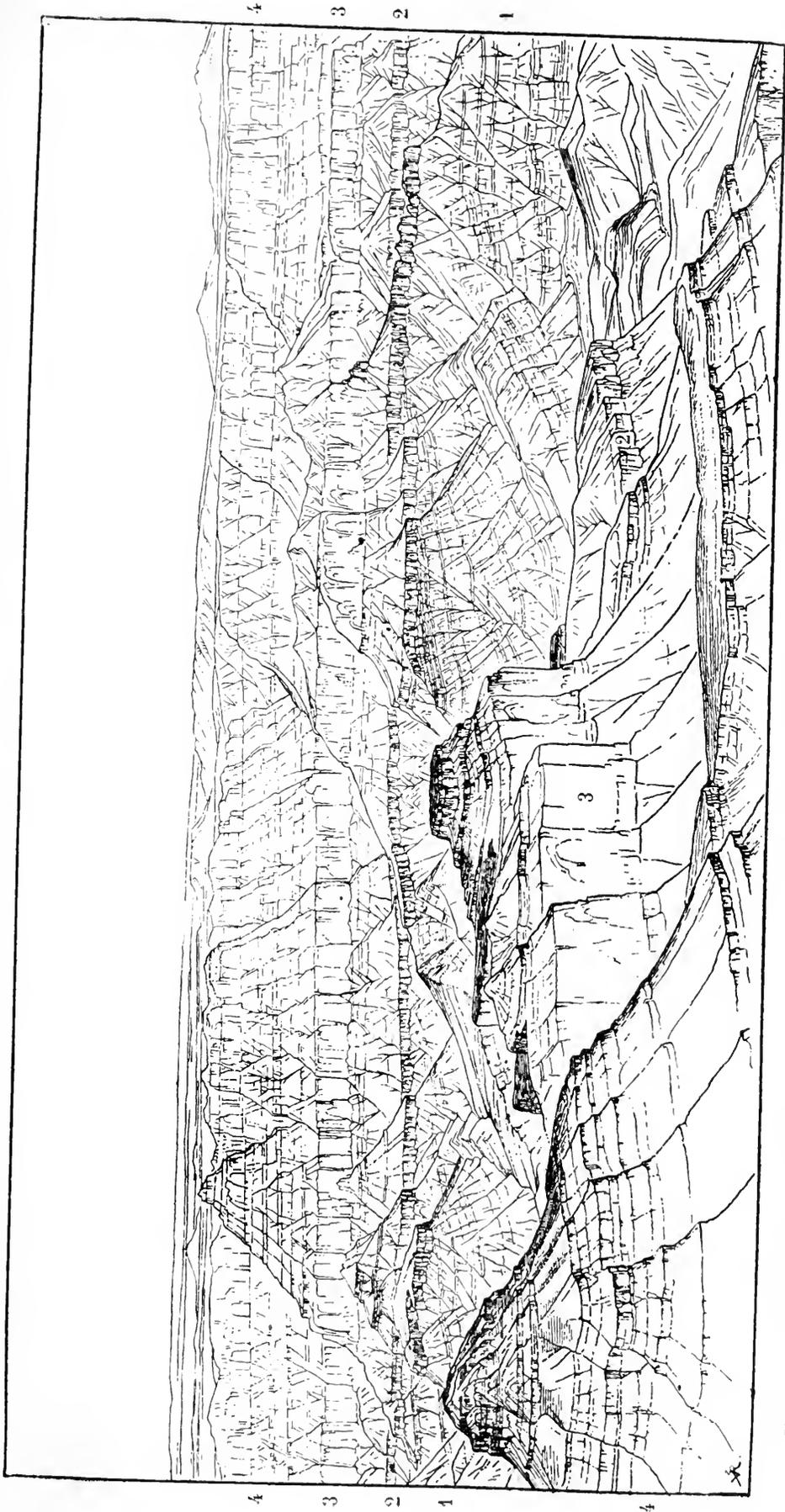
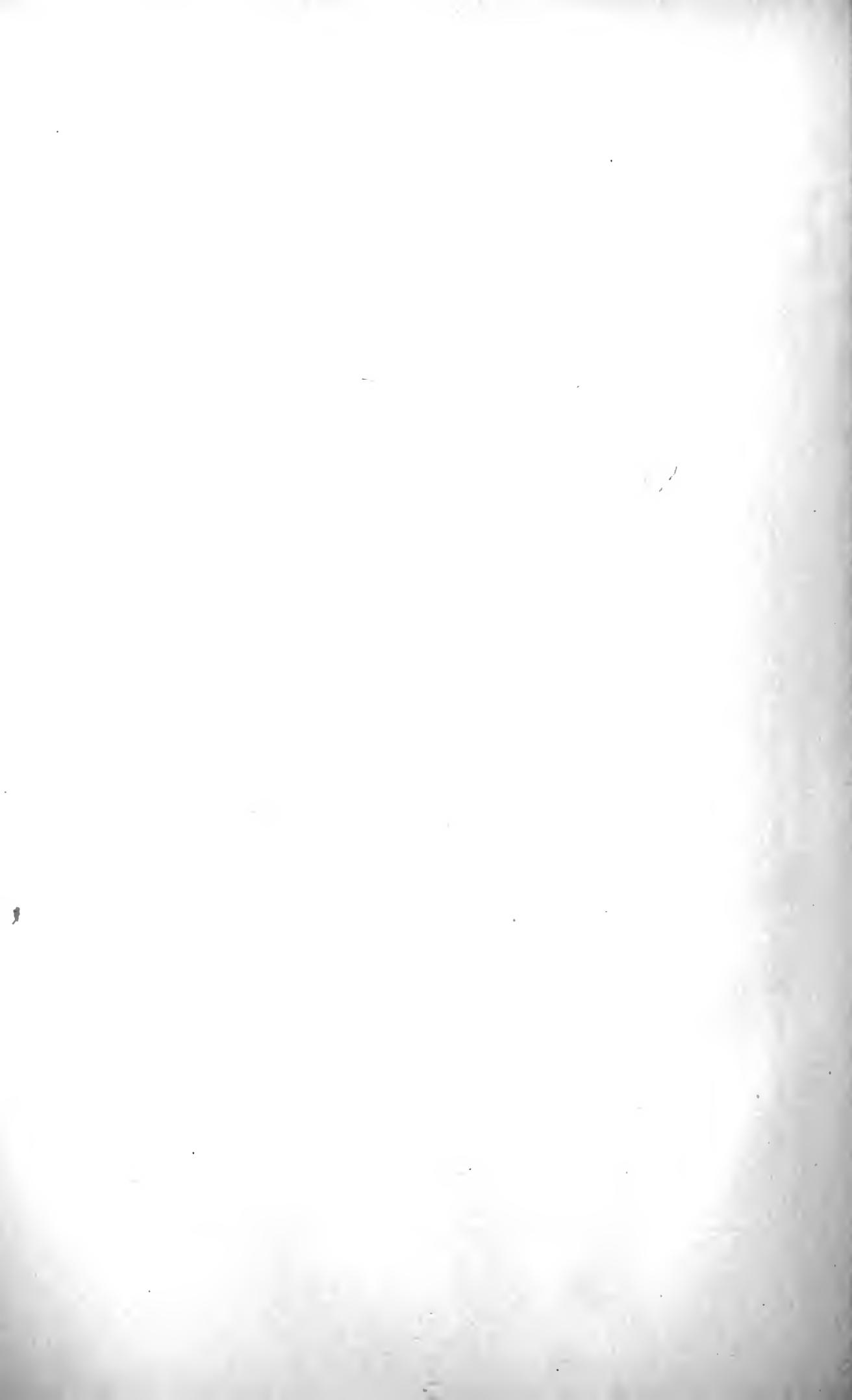


Fig. 74. — Discordance des terrains paléozoïques sur les formations antérieures, Grand Cañon du Colorado, d'après W. H. Holmes (in Dutton, *Tertiary History of the Grand Cañon District*, 1882, Texte, p. 178, pl. XXXV).

La vue, prise de Cape Final, à l'extrémité sud-est du Kaibab Plateau, regarde vers l'E. A gauche, confluent du Little Colorado; à l'horizon (dr.), montagnes volcaniques du centre de l'Arizona. — 1. Algonkien (*Grand Canyon and Chuar Series*, Walcott); 2. Cambrien (*Tonto*); 3. Carbonifère inférieur (*Red Wall*); 4. Carbonifère supérieur (*Audrey*).



Dans les Montagnes Rocheuses, ce sont également des dépôts carbonifères qui recouvrent le grès de Potsdam<sup>1</sup>.

Plus à l'ouest, et à 8 degrés de latitude plus au sud, le Grand Cañon du Colorado est entaillé dans les couches horizontales du Calcaire carbonifère. Mais Powell et Dutton ont constaté que la série carbonifère, épaisse de 4000 à 4500 pieds [1200 à 1400 m.], repose sur les tranches de couches inclinées, probablement cambriennes, qui sont coupées par le plan de la transgression (fig. 74). C'est un exemple, mis à nu sur d'énormes distances, de surface d'abrasion résultant de l'avancée de la ligne de rivage<sup>2</sup>.

Dans tout l'Arizona, le Carbonifère repose directement sur des roches archéennes ou probablement cambriennes et, en ce qui concerne l'Ouest des États-Unis, ce n'est que dans le Nevada qu'on connaît jusqu'à présent des couches représentant le Silurien inférieur.

Ainsi, la transgression carbonifère circonscrit la région où il est possible d'étudier les dépôts postérieurs à la faune « primordiale ».

Les plus anciens sédiments fossilifères de l'Amérique du Nord permettent donc de reconnaître ce qui suit :

Le Saint John's Group et le Georgia Group, les deux termes inférieurs, ne sont connus que dans l'Est et dans l'Ouest. Un large intervalle sépare ces deux provinces. Le troisième terme, le Potsdam Group, vient ensuite de part et d'autre et s'étend sur toute la région intermédiaire. Dans le Nevada, il augmente d'épaisseur et se charge de calcaire, mais dans le Dakota, puis sur tout le bord septentrional, où il s'appuie sur les roches archéennes du Canada, c'est sans aucun doute une formation de rivage, déposée en stratification transgressive. Cet exemple montre qu'une formation littorale nettement caractérisée, discordante sur les terrains antérieurs,

[1. La présence d'horizons intermédiaires siluriens ou dévoniens, d'ailleurs peu développés, a été signalée sur quelques points: C. D. Walcott, *Preliminary Notes on the Discovery of a Vertebrate Fauna in Silurian (Ordovician) Strata* [Canyon City, Colorado], Bull. Geol. Soc. of America, III, 1892, p. 153-172, pl. 3-5; A. C. Peale, *The Paleozoic Section in the Vicinity of Three Forks, Montana* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 110, 1893, pl. I-VI); C. E. Beecher, *On the Occurrence of Silurian Strata in the Big Horn Mountains, Wyoming, and in the Black Hills, South Dakota* (Amer. Geologist, XVIII, 1896, p. 31-33); *Geologic Atlas of the United States*, folios 1 (*Livingston*), 7 (*Pikes Peak*), 24 (*Three Forks*), 30 (*Yellowstone National Park*), 36 (*Pueblo*); etc.]

2. Cf. E. Dutton, *Tertiary History of the Grand Cañon District*, 1882, p. 178-181, pl. XXXV. [Voir aussi C. D. Walcott, *Pre-Carboniferous Strata in the Grand Cañon of the Colorado* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>e</sup> Ser., XXVI, 1883, p. 437-442 et 484); *Algonkian Rocks of the Grand Canyon of the Colorado* (Journ. of Geol., III, 1895, p. 312-330, carte); *Pre-Cambrian Igneous Rocks of the Unkar Terrane, Grand Canyon of the Colorado* (14<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1892-93, part II, p. 407-524, pl.); Frech, Ouvr. cité, p. 8-10, et Neues Jahrb. f. Min., 1895, II, p. 453-456, pl. III.]

doit être considérée non comme le signe d'une phase négative, mais au contraire comme la preuve de l'empiétement progressif de la mer sur le continent.

Malgré tout le soin que l'on a apporté dans l'analyse des couches qui constituent la série cambrienne d'Angleterre, et quoiqu'en Scandinavie, où ces dépôts sont si minces, Brögger et Linnarsson aient donné l'exemple de la précision la plus minutieuse en distinguant jusqu'aux moindres assises<sup>1</sup>, je n'ose pourtant pousser le parallèle avec les dépôts d'Amérique au delà de la comparaison du Saint John's Group avec les couches de Jinec, en Bohême<sup>2</sup>. On n'a pas rencontré en Europe de groupe littoral discordant qui soit comparable au grès de Potsdam. La limite supérieure de ce groupe, c'est-à-dire la base du Silurien inférieur, est cependant indiquée avec une égale netteté des deux côtés de l'Océan par le changement de faune<sup>3</sup>.

**2. La limite supérieure du terrain silurien.** — Dans la partie orientale de l'Amérique du Nord, la série silurienne supérieure<sup>4</sup> débute par le groupe de Clinton et le grès de Medina; ces deux étages présentent l'un et l'autre des traces évidentes de conditions variables correspondant à une faible profondeur d'eau. Sur ces couches repose le calcaire de Niagara, qui renferme une faune marine fort riche et dont l'extension est considérable; on y voit généralement l'équivalent des couches de Wenlock et de Ludlow, en Angleterre, et du calcaire E du Silurien supérieur de Bohême. Ce serait la phase moyenne du cycle silurien. Puis viennent des formations pendant le dépôt desquelles la profondeur paraît avoir été si faible, malgré l'étendue des surfaces que la mer occupait, qu'on y rencontre des bancs de gypse et des sources salées<sup>5</sup>. C'est l'« Onondaga Salt Group », formation sableuse présentant tous les indices d'une mer en voie d'évaporation et atteignant néanmoins jusqu'à 1 000 pieds d'épaisseur<sup>6</sup>. C'est sous cet aspect que cet étage se montre dans l'État de

[1. Voir un résumé de ces travaux dans Frech, Ouvr. cité, p. 22-34; voir aussi A. G. Nathorst, *Sveriges Geologi*, in-8°, Stockholm, 1894, p. 78-147; K. O. Björlykke, *Geologisk kart med beskrivelse over Kristiania*, gr. in-8°, carte, Kristiania, 1898.]

[2. Ce parallélisme a été étudié en détail par Frech, Ouvr. cité, p. 34-38, tableau I.]

[3. Sur l'extension et la classification des couches cambriennes en général, voir Fr. Frech, *Die geographische Verbreitung und Entwicklung des Cambrium* (Congrès Géol. Internat., C. R. VII<sup>e</sup> Session, St. Pétersbourg, 1897 (1899), 2<sup>e</sup> part., p. 127-151, tableau).]

[4. J. D. Dana, Ouvr. cité, p. 535-574.]

[5. J. S. Newberry, *The Rock-Salt Deposits of the Salina Group in Western New York* (Trans. N. Y. Acad. Sc., IX, 1890, p. 39-45); F. J. H. Merrill, *Salt and Gypsum Industries of New York State* (Bull. N. Y. State Mus., III, n° 11, 1893, 89 p., nombr. pl., 2 cartes).]

[6. 1 300 p. (457 m.) aux environs d'Ithaca et 1 600 p. (487 m.) dans la Pennsylvanie]

New York, particulièrement dans sa partie occidentale, et il se prolonge, en diminuant d'épaisseur, d'une part dans le Sud-Ouest de la Virginie et, d'autre part, jusque dans le Wisconsin, souvent morcelé en lambeaux par l'érosion. Mais dans le centre du pays, vers le Mississipi, ce terme paraît manquer, ce qui est caractéristique, et au-dessus du calcaire silurien supérieur de Niagara vient immédiatement le calcaire dévonien.

De ce côté était la haute mer; mais plus près de l'ancien rivage, on voit le groupe salifère passer vers le haut, par de multiples alternances, à un calcaire dolomitique d'un jaune brunâtre (Waterlime)<sup>1</sup>. Ce calcaire, débordant les limites du groupe salifère, s'étend jusque dans l'Illinois et l'Iowa, et contient en quelques endroits les restes de grands crustacés appartenant aux genres *Eurypterus* et *Pterygotus*. C'est aussi, sans aucun doute, une formation d'eau très peu profonde.

Étudions maintenant la limite supérieure du Silurien dans l'Europe septentrionale. Dans la partie la plus élevée des couches de Ludlow (Silurien supérieur) se montre çà et là un lit à ossements, constitué par de nombreux débris de poissons; on y observe des bancs d'aspect variable, mais dont le faciès est toujours littoral, que Murchison désigne sous le nom de « Passage Beds »; ce sont des grès à *Lingula* ou des schistes marneux avec poissons et grands crustacés, notamment le gigantesque *Pterygotus anglicus*, au milieu desquels réapparaissent des schistes à *Lingula* et de minces lits de grès. Là où l'on peut voir les assises les plus anciennes du grès rouge reposer sur ces couches de passage, on remarque que des restes des mêmes poissons et des mêmes crustacés se retrouvent dans le grès; aussi ces assises inférieures du grès sont-elles encore fréquemment attribuées au Silurien<sup>2</sup>.

Le Silurien se termine, en Angleterre comme dans l'Amérique

centrale, d'après Dana (Ouvr. cité, p. 553); voir aussi Ch. S. Prosser, *The Thickness of the Devonian and Silurian Rocks of Western Central New York* (Amer. Geologist, VI, 1890, p. 199-211; Proc. Rochester Acad. Sc., II, 1892, p. 49-109, carte; Bull. Geol. Soc. of America, IV, 1893, p. 91-118).]

[1. Voir Frech, Ouvr. cité, p. 205-210.]

2. R. I. Murchison, *Siluria*, 4<sup>th</sup> ed., 1867, p. 136; le même : *On the Discovery, by Mr. R. Slimon, of Fossils in the Uppermost Silurian Rocks near Lesmahago in Scotland* (Quart. Journ. Geol. Soc., XII, 1856, p. 15-25); pour l'ascension des fossiles dans le vieux grès rouge R. Etheridge, *Anniversary Address of the President* (Ibid., XXXVII, 1881, p. 178). L'étude de l'habitat des Brachiopodes cornés m'a fourni, il y a longtemps déjà, l'occasion de réunir un grand nombre des faits signalés ici. Depuis lors on a également trouvé des Brachiopodes cornés dans les eaux profondes; on a fait connaître la faune des profondeurs, et le résultat de ces études a été de déterminer une modification complète des idées qu'on se faisait auparavant sur la nature de la faune « primordiale »

du Nord, par une diminution notable et indubitable de la profondeur de la mer.

Dans la région baltique, à l'île d'Ösel, on constate absolument la même chose. D'après Fr. Schmidt, dans les bancs les plus élevés du Silurien, on voit apparaître une dolomie jaune, en plaquettes, pauvre en fossiles, ou un grès gris qui renferme beaucoup de coraux et autres fossiles du Silurien supérieur. Dans la dolomie en plaquettes, les *Eurypterus*, accompagnés de *Pterygotus*, sont également très abondants; mais ici, comme à Gotland, on rencontre encore au-dessus des couches à *Eurypterus* des bancs avec fossiles du Silurien supérieur<sup>1</sup>.

Enfin les mêmes faits se répètent dans les vallées de la Galicie orientale et dans les parties avoisinantes de la Russie. Fr. Schmidt, qui connaît si bien les dépôts siluriens des bords de la Baltique, a lui-même visité ces régions et reconnu immédiatement leur analogie. Le Silurien supérieur est encore représenté de la même façon qu'en Angleterre et dans les provinces baltiques: ici encore, *Eurypterus* se trouve dans l'équivalent des couches de Ludlow, et de même aussi, au-dessus des couches à *Eurypterus*, il paraît y avoir encore des fossiles siluriens<sup>2</sup>.

Nous sommes donc en mesure de reconnaître les bancs à *Eurypterus* depuis le centre des États-Unis jusqu'au Dniestr. Dans l'État de New York, le groupe salifère est au-dessous de la dolomie en plaquettes à *Eurypterus*, comme si ces dernières assises ne correspondaient plus à la phase d'abaissement maximum des lignes de rivage. En Angleterre, les couches à *Eurypterus* passent graduellement vers le haut aux lits les plus inférieurs du vieux grès rouge.

de la Bohême. On parlait alors de soulèvement et d'affaissement du sol, mais ce fut justement la continuation de ces études qui conduisit d'abord à douter de l'exactitude de l'opinion courante, puis à reconnaître l'étendue de la transgression cénomaniennne, enfin à formuler des résultats inconciliables avec les explications traditionnelles (Ed. Suess, *Über die Wohnsitze der Brachiopoden*, Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, XXXVII, 1859, p. 185-248 et XXXIX, 1860, p. 151-206). Il est question des Passage Beds et de leurs caractères littoraux dans la seconde partie, p. 189-191. Dans ce mémoire, il est aussi question (p. 182 et suiv.) des récurrences du Silurien inférieur des États-Unis, dans le détail desquelles nous ne pouvons entrer ici; les comparaisons qui y sont faites pour les schistes d'Utica concordent pleinement avec les résultats du remarquable travail de C. D. Walcott, *The Utica Slate and related formations* (Trans. Albany Institute, X, 1879, 38 p., 2 pl.).

1. Fr. Schmidt, *Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischer Uebersicht des ostbaltischen Silurgebiets* (Mém. Acad. Imp. Sc. St.-Petersbourg, XXX, n° 1, 1881, p. 49 et suiv.) [et *Einige Bemerkungen über das baltische Obersilur* (Bull. Acad. Imp. Sc. St.-Petersbourg, nouv. sér., II (XXXIV), 1891, p. 381-400, carte géol.).]

2. Fr. Schmidt, *Einige Bemerkungen über die podolisch-galizische Silurformation und deren Petrefakten* (Verhandl. Russ. K. Mineralog. Ges. St.-Petersburg, 2. Ser., X, 1876, p. 1-21, pl. 1).

Dans l'île de Gotland, à Ösel et sur le Dniestr, il y a encore par-dessus quelques bancs avec fossiles marins siluriens. Toujours est-il que vers la limite supérieure du Silurien, depuis l'Iowa jusqu'en Podolie, se montre une zone de formations d'eau peu profonde, caractérisées par de grands crustacés d'un type tout particulier.

Mais nous avons vu qu'en Amérique cette zone d'eau peu profonde se termine en coin vers le S.W., et qu'au calcaire silurien supérieur marin succède immédiatement le calcaire dévonien; il en est de même en Europe, à une certaine distance de l'ancien rivage. Dans la région du centre la mieux connue, c'est-à-dire en Bohême, le calcaire silurien supérieur est également surmonté par un autre calcaire, que nous rapportons au Dévonien inférieur, d'après de récentes études<sup>1</sup>.

3. **Le terrain dévonien.** — Dans la Grande-Bretagne et dans les provinces baltiques, la plus grande partie du terrain dévonien est représentée par le vieux grès rouge, qui contient bien des poissons, parmi lesquels d'étranges Ganoïdes recouverts d'une épaisse cuirasse, et, çà et là, des plantes terrestres, mais pas de coraux ni de coquilles marines. Ce grès rouge comprend diverses subdivisions du Dévonien, et, comme nous venons de le voir, en Angleterre, on peut encore attribuer ses assises inférieures au Silurien.

Il en est tout autrement dans l'Europe centrale : le grès rouge fait défaut, et à sa place apparaissent des schistes et des quartzites, voire même du calcaire, avec de riches faunes marines. La connaissance de cette partie des terrains stratifiés a réalisé d'importants progrès, grâce aux études de Beyrich et de Kayser dans le Harz. Kayser a montré que la faune des calcaires intercalés dans les Wieder Schiefer du Dévonien inférieur du Harz correspond à celle des étages supérieurs de la série des couches de la Bohême, rapportés jusqu'ici au Silurien. Ces localités fossilifères du Harz et de la Bohême fournissent le type de l'*étage hercynien* de Kayser<sup>2</sup>.

[1. Sur l'équivalence des différents termes de la série silurienne de Bohême avec ceux de l'Angleterre, voir J. Wentzel, *Ueber die Beziehungen der Barrand'schen Etagen C, D und E zum Britischen Silur* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLI, 1891, p. 117-170).]

2. Em. Kayser, *Die Fauna der ältesten Devon-Ablagerungen des Harzes* (Abhandl. z. geol. Spezialkarte v. Preussen, II, Heft 4, 1878, p. 1-295, 36 pl.); et *Ueber die Grenze zwischen Silur und Devon (Hercyn) in Böhmen, Thüringen und einigen anderen Gegenden* (Neues Jahrb. f. Min., 1884, II, p. 81-86). [Voir aussi Em. Kayser, *Lehrbuch der geologischen Formationskunde*, in-8°, Stuttgart, 1891, p. 89 et suiv. Sur la stratigraphie du Harz, voir ci-dessus, p. 163, note 1.] Je limite ici l'Hercynien à l'étage F, me fondant

Kayser compare avec raison ce nouvel étage marin aux diverses faunes marines qui, comme celles du Trias alpin, de l'étage rhétien et de l'étage tithonique, ne se rencontrent pas dans le Nord de l'Europe. Ce sont les équivalents pélagiques de périodes de temps qui sont représentées dans le Nord par des dépôts sub-littoraux, ou même qui n'y sont pas représentées du tout. On observe l'étage hercynien, c'est-à-dire les formations de haute mer de l'époque du Dévonien inférieur, dans les Pyrénées, à l'état de bancs argileux<sup>1</sup>; dans le Harz, à l'état de calcaires enclavés dans des schistes; en Bohême et dans les Alpes Orientales, à l'état de calcaires purs, et il en est de même dans le Sud de l'Oural. Mais on ne le trouve pas dans l'Europe septentrionale.

Après ces remarques générales, revenons aux couches à *Eurypterus* du Nord de l'Europe.

Il est certain qu'en Angleterre le genre *Eurypterus* monte jusque dans les couches inférieures du vieux grès rouge, et que les rapports du Silurien avec ces premiers bancs sont si étroits, qu'on les considère comme appartenant encore au Silurien. Quant aux parties plus élevées de l'« Old Red Sandstone », on les a divisées de diverses manières, en se basant sur leur allure et sur leur faune; le principal résultat qui se dégage de ces essais de classification, c'est que ce grès représente une très grande partie du Dévonien, quoique, plus au sud, dans le Devonshire, le Dévonien soit déjà à l'état marneux, et même en partie à l'état calcaire, et qu'il renferme une faune marine assez riche<sup>2</sup>.

Le grès rouge s'étale, en formant de nombreux lambeaux où les

sur les travaux d'Ott. Novák, *Zur Kenntniss der Fauna der Etage Ff<sub>1</sub>* (Sitzungsber. böhm. Ges. Wiss., 1886), et de Frech, *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XXXVIII, 1886, p. 917-921 [et XLI, 1889, p. 175-287]. La position de g<sub>1</sub> reste provisoirement douteuse. [La question de l'« Hercynien » est discutée par Frech, *Ouvr. cité*, p. 183-205, en particulier p. 202 et suiv. Cet auteur conclut à l'abandon d'un nom qui désormais n'a plus de raison d'être, l'« Hercynien » n'étant que l'équivalent calcaire du Dévonien inférieur quartzo-schisteux des régions classiques du Nord-Ouest de l'Europe.]

1. Ch. Barrois, *Sur la faune de Hont-de-Ver, Haute-Garonne* (Annales Soc. Géol. du Nord, XIII, 1883-86, p. 124-144, pl. I, II).

2. Geikie, *On the Old Red Sandstone of Western Europe* (Trans. Royal Soc. Edinburgh, XXVIII, 1878, p. 345-452, pl. XXII); E. Hull, *On a proposed Devono-Silurian Formation* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXVIII, 1882, p. 200-209) etc. [Voir aussi H. B. Woodward, *Geology of England and Wales*, 2<sup>d</sup> ed., 1887, p. 113-145; W. H. Hudleston, *The Geology of Devon, Facts and Inferences* (Geol. Mag., Dec. 3, VI, 1889, p. 500 et 538); E. Kayser, *Ueber das Devon in Devonshire und im Boulonnais* (Neues Jahrb. f. Min., 1889, I, p. 179-191); H. S. Williams, *The Devonian System of North and South Devonshire* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XXXIX, 1890, p. 31-38); W. A. E. Ussher, *The Devonian Rocks of South Devon* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLVI, 1890, p. 487-517), et *The Devonian Rocks as described by De La Beche, interpreted in Accordance with recent Researches* (Trans. Royal Geol. Soc. Cornwall, XI, 1891, p. 273-326, carte géol.); H. Hicks, *The Palaeozoic Rocks of*

couches sont horizontales, sur les assises siluriennes plissées de la chaîne calédonienne, jusqu'à l'extrémité septentrionale de l'Écosse; il forme les îles Orcades et se rencontre dans les îles Shetland (II, fig. 23, p. 413).

Dans les provinces baltiques, le grès rouge est également superposé aux assises siluriennes les plus élevées. Mais, d'après le jugement unanime des auteurs anglais et russes, les poissons des grès de la Baltique correspondent à ceux non des couches inférieures, mais des couches moyennes et supérieures du grès d'Angleterre, et particulièrement du grès d'Écosse<sup>1</sup>. Il y a une lacune entre le Silurien le plus supérieur à *Eurypterus* d'Ösel et le grès rouge qui vient ensuite; le Dévonien inférieur n'est pas représenté dans cette coupe.

On a vu précédemment que ce grès rouge empiète vers le nord sur les divers étages du Silurien, de telle sorte qu'entre Saint-Petersbourg et Gatchina il masque déjà tout le Silurien supérieur, en ne laissant apparaître qu'un étroit liséré de Silurien inférieur; à l'embouchure du Sias dans le lac Ladoga, le Cambrien demeure seul visible; plus au nord enfin, jusqu'à la mer Blanche, le grès repose directement sur le terrain archéen (II, p. 65). Dans une série d'esquisses fort instructives, figurant l'aire des transgressions successives auxquelles la Russie d'Europe a été soumise, Karpinsky a admis comme probable que les lambeaux de quartzite situés à Onetz et à Povienetz, au N. du lac Onega, ainsi que le grès sans fossiles de l'île Kildin, près de la côte mourmane, et de la presqu'île des Pêcheurs (Rybatchii Polouostrov) doivent également se rapporter au Dévonien<sup>2</sup>. L'âge des lambeaux de grès qui ont été signalés dans la partie tout à fait septentrionale de la Norvège est plus douteux; mais au Spitzberg, on retrouve dans les couches de la Liefde Bay les poissons caractéristiques du vieux grès rouge, sans qu'on ait pu jusqu'à présent y reconnaître un substratum d'assises marines siluriennes (II, p. 100). De même au Groenland, dans la presqu'île qui sépare les fjords de Sermilik, de Tunugdliarfik et d'Igalliko, nous avons rencontré au-dessus du terrain ar-

*West Somerset and North Devon* (Proc. Geologists' Assoc., XIV, 1893-96, p. 357-370); G. F. Whidborne, *A Monograph of the Devonian Fauna of the South of England*, in-4°, London, 1889 et années suiv. (Palaeontogr. Soc.). Voir en outre, ci-dessus, p. 433 et suiv., notes.]

1. A. Geikie, Mém. cité p. 362; Lahusen in Schmidt, *Revision*, p. 80, etc.

2. A. Karpinski, *Übersicht der physiko-geographischen Verhältnisse des Europäischen Russlands während der verfloffenen geologischen Perioden*; vorgetragen in der öffentlichen Sitzung der Akademie am 29 Dec. 1886 (Beitr. z. Kenntn. des Russischen Reiches III. Folge, St. Petersburg, 1887, p. 14, Note).

chéen des lambeaux de grès rouge, d'ailleurs sans fossiles (II, p. 409). Mais dans la presqu'île de Gaspé et dans le Nouveau-Brunswick, on a déjà trouvé les poissons dévoniens du grès rouge; ils y sont aussi accompagnés de plantes terrestres, et l'identité de cette faune et de cette flore avec celles des gisements d'Europe est hors de doute, d'après Dawson<sup>1</sup>.

On ne peut nier qu'il y ait une certaine analogie avec l'Océan Indien, le grès rouge jouant ici le même rôle que les couches de Gondwana dans l'hémisphère austral.

Au Spitzberg, ainsi qu'à Gaspé, et probablement jusqu'au Groenland, il n'y a donc pas eu de haute mer à l'époque dévonienne. L'empiétement du grès dévonien moyen sur les divers étages du Silurien dans le Nord de la Russie nous apprend au contraire que, dans cette région, certaines parties du Silurien étaient déjà arasées avant la transgression dont il s'agit, comme on le constate également pour les plis calédoniens.

Considérons maintenant d'un peu plus près la transgression russe<sup>2</sup>.

Il y a en Livonie et en Courlande une large zone de grès rouge à poissons, épaisse, d'après Grewingk, d'une centaine de mètres environ; au-dessus vient, vers le sud, une série de couches de dolomies et de calcaires à fossiles marins, avec gypse et couches marneuses contenant des pseudomorphoses de sel gemme; l'épaisseur de cet étage moyen est évaluée par Grewingk à 70 mètres. A cette formation succède enfin, constituant une zone étroite d'environ 20 mètres d'épaisseur, une couche supérieure de grès rouge<sup>3</sup>.

A Kholm, sur le Lovat, dans le gouvernement de Pskov, à 300 kilomètres de la limite méridionale de la zone silurienne, sous cette série de couches transgressives, Karpinsky a vu affleurer encore une fois les couches siluriennes, et il semble ici également

1. W. Dawson, *Canadian and Scottish Geology* (Trans. Edinburgh Geol. Soc., V, 1883, p. 412-422) et dans d'autres publications. [Voir aussi son mémoire : *On the Eozoic and Palaeozoic Rocks of the Atlantic Coast of Canada, in comparison with those of Western Europe and of the Interior of America* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLIV, 1888, p. 797-817). — Sur l'extension du grès rouge dévonien dans les régions boréales, voir Frech, Ouvr. cité, tableau XVIII, p. 232.]

[2. Voir Frech, Ouvr. cité, tableau XVI, p. 224, 225. Voir aussi la *Carte géologique de la Russie d'Europe* éditée par le Comité Géologique, 6 feuilles, St.-Petersbourg, 1892, et la réduction publiée dans les *Petermanns Mitteil.*, XLI, 1893, pl. 9; une carte plus récente, à l'échelle de 1 : 6300000, est jointe au *Guide des Excursions du VII<sup>e</sup> Congrès Géologique International*, 1897.]

3. C. Grewingk, *Geologie von Liv- und Kurland*, in-8°, Dorpat, 1861, p. 9-61; le même : *Erläuterung zur zweiten Ausgabe der geognostischen Karte Liv- Est- und Kurlands* (Archiv f. Naturk., Ser. I, VIII, Dorpat, 1879, p. 13 et suiv.).

qu'avant la transgression, par conséquent à l'époque du Dévonien inférieur, il s'est produit une dénudation partielle des couches siluriennes<sup>1</sup>.

Tschernyschew et Venukov ont étudié les fossiles des couches de calcaire et de dolomie. Ces fossiles appartiennent au Dévonien moyen, et montrent qu'après le dépôt des grès inférieurs, attribués également au Dévonien moyen, il y eut une période pendant laquelle du gypse et un peu de sel se déposaient dans des lagunes, tandis qu'ailleurs, en certains endroits, l'eau était devenue profonde et renfermait une faune franchement marine. Puis il y eut encore une fois formation de grès<sup>2</sup>.

Vers l'E. et le S.E., le grès disparaît de plus en plus; c'est dans le gouvernement d'Orel que semblent se montrer, sous des couches calcaires appartenant au Dévonien moyen, ses derniers affleurements connus. C'est ce qui ressort nettement du résumé donné par Tschernyschew. Le Dévonien supérieur et le Dévonien moyen existent avec une riche faune marine dans les gouvernements d'Orel et de Voroneje, et plus au nord on les a retrouvés sous la plaine par des sondages. Karpinsky a représenté ces faits au moyen d'une figure où l'on voit les strates de calcaire se terminer en coin vers le nord au milieu du grès. Sur le Volkhov, le calcaire vient mourir en biseau<sup>3</sup>.

Au N.E., sur l'Ouchta, affluent supérieur de la Petchora, on rencontre de nouveau des dépôts du Dévonien moyen, et au-dessus, les schistes désignés sous le nom de *Domanik*.

Keyserling a décrit ces schistes : ils doivent, dit-on, leur nom au mot russe *Dym* (la fumée), car leur teneur en matières bitumineuses est si grande qu'ils brûlent facilement avec une flamme épaisse. Du pétrole suinte du sol. On y trouve des rognons calcaires en forme de miches, intercalés dans une couche d'argile marneuse de couleur verdâtre ; ils correspondent aux couches à Goniatites du Dévonien supérieur de la région rhénane<sup>4</sup>.

1. A. Karpinsky, *Zur Geologie des Gouvernements Pskow* (Mélanges phys. Acad. Imp. Sc. St.-Petersbourg, XII, 1886, p. 622).

2. Th. Tschernyschew, *Materialien zur Kenntniss der devonischen Ablagerungen in Russland* (Mém. du Comité Géol. St.-Petersbourg, I, n° 3, 1884, p. 77-81); P. Venukov, *La faune du système dévonien de la Russie Nord-Ouest et Centrale* (en russe), in-8°, St.-Petersbourg, 1886 [et *Dépôts dévoniens de la Russie d'Europe* (Trav. Soc. des Naturalistes de St.-Petersbourg, XV, 1884, p. 173-220; en russe); A. Six, *Le dévonien russe, d'après le Prof. Vénukoff* (Annales Soc. Géol. du Nord, XIV, 1886-87, p. 67-126).]

3. Karpinski, *Übersicht*, p. 17-18, note 1.

4. Graf A. Keyserling und P. v. Krusenstern, *Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise in das Petschora-Land im Jahre 1843*, in-4°, St.-Petersbourg, 1846, p. 396 et suiv. [Voir aussi E. Holzappel, *Die Cephalopoden des Domanik im südlichen Russland* (Mém. Comité Géol., XII, n° 3, 1899, 56 p., 10 pl.).]

C'est seulement dans l'Oural qu'apparaissent le Dévonien inférieur et le calcaire hercynien, dont le dépôt correspond à la lacune qui existe sous la transgression baltique<sup>1</sup>.

De même, en Angleterre et en Écosse, on voit diverses régions occupées par le grès rouge; puis, plus au sud, dans les débris de la chaîne armoricaine et varisque, le terrain dévonien, se présentant avec une grande épaisseur et sous des faciès très variés, comprenant dans le Devonshire, les Ardennes<sup>2</sup>, sur le Rhin<sup>3</sup> et dans le Harz, dans le Thüringerwald et dans les Sudètes<sup>4</sup>, des quartzites, des schistes et des calcaires dans lesquels on a reconnu de nombreuses divisions; il se retrouve à Graz, sur le bord des Alpes Orientales, avec des caractères presque identiques<sup>5</sup>. En Bohême, les quartzites font défaut et les épaisseurs sont du reste beaucoup moindres; le calcaire hercynien repose sur le calcaire silurien. Dans l'intérieur des Alpes Orientales, en Styrie, en Carinthie et en Carniole, on ne connaît encore jusqu'à présent que le calcaire hercynien<sup>6</sup>.

Dans ces régions on ne peut donc pas s'assurer, comme en Russie, de l'existence de la transgression du Dévonien moyen<sup>7</sup>; mais, malgré toutes les dislocations ultérieures, on constate ici

[1. Voir Th. Tschernyschew, *Die Fauna des unteren Devon am Westabhang des Ural* (Mém. Com. Géol. St.-Petersbourg, III, n° 1, 1885); *Die Fauna des unteren Devon am Ostabhang des Ural* (Ibid., IV, n° 3, 1893); *Note sur la faune hercynienne du versant oriental de l'Oural* (Bull. Com. Géol. St.-Petersbourg, XI, 1892, p. 117-134; en russe, résumé en français); voir aussi l'Introduction placée par Th. Tschernyschew en tête du mémoire de N. Lebedeff, *Obersilurische Fauna des Timan* (Mém. Com. Géol., XII, N° 2, 1892, 48 p., 3 pl.; en russe, résumé en allemand).]

[2. Sur le Dévonien de l'Ardenne franco-belge, voir J. Gosselet, *L'Ardenne*, in-4°, p. 153-605, nombr. pl., carte géol., Paris, 1888 (Mém. pour servir à l'explic. de la Carte géol. détaillée de la France; extr. par l'auteur, Annales Soc. Géol. du Nord, XVI, 1888-89, p. 64-104); Ch. Barrois, *Des relations des mers dévoniennes de Bretagne avec celles des Ardennes* (Ibid., XXVII, 1898, p. 231-259).]

[3. Sur le Dévonien des Provinces Rhénanes, voir R. Lepsius, *Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten*, I, in-8°, Stuttgart, 1887, p. 25-109.]

[4. Il en est de même dans la région des collines de la Pologne occidentale; G. Gürich, *Das Palaeozoicum im polnischen Mittelgebirge* (Verhandl. Russisch-K. Mineralog. Ges. zu St. Petersburg, 2. Ser., XXXII, 1896, p. 35-106, 429-490, 15 pl. pal., 1 carte.).]

[5. F. Frech, *Über die Altersstellung des Grazer Devon* (Mittheil. d. Naturhist. Verein f. Steiermark, XXIV, 1887, p. 47-64, 1 tableau); K. A. Penecke, *Das Grazer Devon* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLIII, 1893, p. 567-616, pl. VII-XII).]

6. G. Stache, *Ueber die Silurbildungen der Ostalpen mit Bemerkungen über die Devon-, Carbon- und Perm-Schichten dieses Gebietes* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXVI, 1884, p. 277-378, tableau). [Voir aussi Fr. Frech, *Ueber das Devon der Ostalpen*, I-III (Ibid., XXXIX-XLVI, 1887-1894); *Die Karnischen Alpen*, in-8°, Halle, 1894, p. 224-229, 244 et suiv.; *Lethaea palaeozoica*, 2. Bd., p. 198, 199.]

[7. Le fait paraît néanmoins bien établi pour la Thuringe; E. Kayser, *Ueber das Alter der thüringer Tentaculiten- und Nereiten-Schichten* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLVI, 1894, p. 823-827).]

encore, d'après la répartition des sédiments, que les formations littorales prédominent au nord, tandis qu'au sud les formations pélagiques jouent un rôle prépondérant<sup>1</sup>.

Nous retiendrons donc comme conclusion que, d'après les fossiles marins qui ont été trouvés dans les couches dolomitiques et calcaires de la Livonie et de la Courlande, on doit placer le maximum de la transgression, pour ce domaine, dans le Dévonien moyen (horizon des Stringocéphales). C'est à cette époque que la mer dévonienne atteint en Russie sa plus grande extension. Immédiatement après viennent, tant au point de vue de l'âge qu'au point de vue des surfaces recouvertes, les schistes « Domanik » du Dévonien supérieur du bassin de la Petchora (schistes à Goniatites); puis les formations marines cessent jusqu'au commencement de la période carbonifère.

Ce résultat acquis, voyons ce qui se passe dans l'Amérique du Nord<sup>2</sup>. Kayser a montré que le « Lower Helderberg Group » de

1. « Les épaisses formations de schistes et de grauwackes du Dévonien inférieur de la région rhénane-française-espagnole ne représentent, malgré leur extension considérable dans l'Europe occidentale, qu'une formation locale, comme les formations triasiques de l'Allemagne; en effet, leurs caractères pétrographiques d'une part, leur faune pauvre, uniforme, presque entièrement dépourvue de Céphalopodes d'autre part, indiquent qu'on doit les considérer comme une formation de mer peu profonde. Il y avait lieu de s'attendre à ce qu'avec le temps on réussit à découvrir quelque part les équivalents, déposés dans une mer profonde, de ces dépôts d'eau peu profonde. Et il faut regarder comme tels les formations hercyniennes du Harz et de la Bohême. » (Kayser, *Die Fauna der ältesten Devon-Ablagerungen*, p. 28). [Voir aussi E. Kayser und E. Holzappel, *Ueber die stratigraphischen Beziehungen der böhmischen Stufen F, G, H Barrande's zum rheinischen Devon* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLIV, 1894 p. 479-514; résumé par Ch. Barrois, *Annales Soc. Géol. du Nord*, XXIII, 1895, p. 2-6; par H. Forir, *Annales Soc. Géol. de Belgique*, XXII, 1897, Bibliogr., p. 49-34).] Il faut toutefois remarquer, pour être complet, que Tietze a rencontré dans l'Elbourz du grès rouge intercalé dans le terrain dévonien marin; ce grès est d'ailleurs sans fossiles (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXVII, 1877, p. 389). — Les idées sur la formation littorale ou lacustre du grès rouge sont discutées par R. A. C. Godwin-Austen, *Rep. Brit. Assoc.*, XXXIX, 1869, *Trans.*, p. 88-90; A. C. Ramsay, *On the Red Rocks of older date than the Trias* (*Quart. Journ. Geol. Soc.*, XXVII, 1871, p. 244-256); T. R. Jones, *A Monograph of the Fossil Estheria* (*Palæontogr. Soc.*, 1862); Ed. Hull, *On the Geological Relations of the Rocks of the South of Ireland to those of North Devon*, etc. (*Quart. Journ. Geol. Soc.*, XXXVI, 1880, p. 255-276); Gosselet, *Études relatives au Bassin houiller du Nord de la France* (*Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 3<sup>e</sup> sér., I, 1872-73, p. 409-417). [Voir aussi Frech, *Lethaea palaeozoica*, 2. Bd., p. 219-232.]

[2. Sur le terrain dévonien des États-Unis et du Canada, voir H. S. Williams, *On the different types of the Devonian System in North America* (*Amer. Journ. Sc.*, 3<sup>d</sup> Ser., XXXV, 1888, p. 51-59); *Correlation Papers-Devonian and Carboniferous* (*U. S. Geol. Survey, Bull.* n<sup>o</sup> 80, 279 p., 1891); J. D. Dana, *Manual of Geology*, 4<sup>th</sup> ed., New York, 1895, p. 575-630; Stuart Weller, *A circum-insular Palaeozoic Fauna* (*Journ. of Geol.*, III, 1895, p. 903-917, 2 cartes : essai de reconstitution de la géographie dévonienne); H. S. Williams, *On the Southern Devonian formations* (*Amer. Journ. Sc.*, 4<sup>th</sup> Ser., III, 1897, p. 393-403, carte). Pour l'extension des principaux étages entre le Niagara et l'Hudson, voir la *Preliminary Geologic Map of New York exhibiting the structure of the State so far as known*, dressée par W J Mc Gee et publiée par le *Geological Survey of*

New York est l'équivalent de l'étage hercynien<sup>1</sup>. Nous ne pouvons ici insister sur sa faible extension, ni faire connaître le détail de la série des couches qui viennent ensuite, ou signaler les complications qu'introduisent dans la stratigraphie de l'État de New York certaines discordances locales<sup>2</sup>. Je m'occuperai seulement de l'un des groupes de couches dévoniennes de l'Amérique du Nord.

Le Dévonien moyen est représenté dans l'État de New York par les schistes de Marcellus, le groupe de Hamilton et les schistes de Genessee<sup>3</sup>. Le terme inférieur « Marcellus Shale » et le terme supérieur « Genessee Shale » possèdent tant d'analogies, quant aux fossiles qu'ils renferment, que Williams considère la faune de Genessee comme une récurrence de la faune des schistes de Marcellus. Le groupe intermédiaire de Hamilton contient des couches calcaires avec nombreux animaux marins et par places, vers le haut, un banc calcaire spécial, le Tully limestone, qui renferme *Rhynchonella cuboides*, espèce bien connue du Dévonien moyen d'Angleterre, de Russie et des bords du Rhin<sup>4</sup>.

Dans les schistes de Genessee, on trouve, dans l'État de New York, du côté du lac Ontario, des quantités considérables de matières bitumineuses, et Clarke y décrit une couche particulière,

*the State of New York*, 6 feuilles à 1 : 316 800, 1894. Sur le Dévonien des Appalaches, voir C. A. Ashburner, *Petroleum and Natural Gas in New York State* (Trans. Amer. Inst. Mining Engineers, XVI, 1887, p. 906-959, 3 pl.); J. P. Lesley, *A Summary Description of the Geology of Pennsylvania* (Geol. Survey of Pennsylvania, Final Rep., II, 1892, p. 898-1028, nombr. pl.); C. S. Prosser, *The Devonian System of Eastern Pennsylvania* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLIV, 1892, p. 210-221), et *The Devonian System of Eastern Pennsylvania and New York* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 120, 1894, 81 p., 2 pl.).]

[1. Voir J. M. Clarke, *The Hercynian Question* (42<sup>d</sup> Ann. Rep. New York State Mus., 1889, p. 408-437); *The « Hercyn-Frage » and the Helderberg Limestones in North America* (Amer. Geologist, VII, 1891, p. 109-113).]

2. Sur ces détails de structure assez compliqués, voir notamment J. Hall, *Contributions to the Geological History of the American Continent* (Proc. Amer. Assoc., Adv. Sc., XXXI, 1882, p. 66), et W. M. Davis, *The folded Helderberg limestones East of the Catskills* (Bull. Mus. Comp. Zool., Cambridge, Geol. Ser., I, 1883, p. 311-329, 2 pl.). Une discordance locale modifie déjà les relations du groupe de Niagara (Silurien supérieur) avec le Silurien inférieur. [Voir aussi Frech, Ouvr. cité, p. 205-216].

[3. Les schistes de Genessee sont généralement considérés comme représentant la base de l'étage de Chemung (Portage), équivalent du Dévonien supérieur; Dana, Ouvr. cité, p. 376.]

4. H. S. Williams, *The Recurrence of Faunas in the Devonian Rocks of New York* (Proc. Amer. Assoc., XXX, 1881, p. 186-191); on cite même une récurrence réitérée de la même faune dans l'Ithaca Slate: H. S. Williams, *On the fossil Faunas of the Upper Devonian along the Meridian of 76° 30' from Tompkins County, N. Y., to Bradford County, Pa.* (Bull. U. S. Geol. Survey, n° 3, 1884, p. 55-86). [Voir aussi S. G. Williams *The Tully Limestone, its Distribution and its known Fossils* (6<sup>th</sup> Ann. Rep. of the State Geologist (N. Y.) for 1886, p. 13-29, carte, 1887); *The Cuboides Zone and its Fauna* (Bull. Geol. Soc. of America, I, 1890, p. 481-500, pl. 11-13); E. M. Kindle, *The relation of the Fauna of the Ithaca Group to the Faunas of the Portage and Chemung* (Bull. Amer. Paleontology, Ithaca, N. Y., II, n° 6, 1896, 54 p., 4 pl.).]

formée par des millions de coquilles de la *Styliola fissurella*, petit Ptéropode ayant à peine 1<sup>mm</sup>,5 à 2 millimètres de long, qui ont été rejetées à la côte par les vagues de la mer dévonienne; avec ces coquilles se trouvent des troncs de *Lepidodendron*, de *Dadoxylon*, etc., qui ont été entraînés en même temps. Il y a déjà de ces banes à *Styliola* dans les schistes de Marcellus<sup>1</sup>.

Ces trois termes sont reconnus par tous les auteurs comme constituant le Dévonien moyen de l'Amérique du Nord; ils sont les équivalents des couches dolomitiques et calcaires de la Livonie et de la Courlande. Au-dessus viennent les schistes de Naples, contenant également par places des lits bitumineux, avec coquilles marines, poissons et végétaux terrestres. Clarke y a trouvé une intercalation de calcaire noduleux à Goniates, qui permet d'assimiler cet horizon à la base du Dévonien supérieur d'Europe; il correspond exactement en même temps aux schistes pétrolifères « Domanik » de la Petchora<sup>2</sup>.

Ainsi, les équivalents chronologiques de la transgression russe, au delà de l'Océan Atlantique, sont très nets.

Or ce sont précisément ces équivalents du maximum de la transgression russe, c'est-à-dire les roches du groupe de Hamilton, qui ont été rencontrées sur le bord occidental du bouclier canadien et dans la vallée du Mackenzie, bien au delà de l'aire occupée par les formations siluriennes des États-Unis, jusqu'aux rives de l'Océan Glacial (II, p. 56). Comme nous l'avons vu, Meek n'a reconnu que des fossiles du groupe de Hamilton parmi tous les échantillons recueillis entre le Clearwater, par 56° 30' de lat. N., et l'Océan Arctique. Sur les couches de Hamilton proprement dites, qui sont surtout calcaires, reposent des schistes pétrolifères avec banes de *Styliola fissurella*, prolongement des schistes de

1. J. M. Clarke, *On the higher Devonian Faunas of Ontario County, New York* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 16, 1885, p. 41-120, 3 pl.).

2. Les schistes de Naples occupent la partie inférieure du Portage Group; F. Roemer place précisément au même niveau les couches à Goniates de Büdesheim et de Torbay dans le Devonshire (*Lethaea palaeozoica*, 1880, I, p. 50, 53); Clarke, Mém. cité, p. 38, 39, 49. *Cardiola retrostriata* Buch se rencontre dans tout le groupe de Hamilton et atteint son maximum dans les couches à Goniates. [Sur la position des couches de Naples et d'Ithaca, voir J. M. Clarke, *The Stratigraphic and Faunal Relations of the Oneonta Sandstones and Shales, the Ithaca and the Portage Groups in Central New York* (15<sup>th</sup> Ann. Rep. State Geologist (N. Y.) for the year 1895, I, James Hall, State Geologist, 1898, p. 27-81, pl. I-VII, 2 cartes); C. S. Prosser, *The Classification and Distribution of the Hamilton and Chemung Series of Central and Eastern New York* (Ibid., p. 83-222, pl. I-XIII, carte); D. D. Luther, *The Stratigraphic Position of the Portage Sandstones in the Naples Valley and the adjoining Region* (Ibid., p. 223-236, pl. I-II, carte); J. M. Clarke, *The Naples Fauna (Fauna with Manticoceras intumescens) in Western New York* (Ibid., 1898), in-8°, 135 p., 9 pl., 1899].

Genessee du Sud; et les fossiles de ces couches sont toujours essentiellement les mêmes, depuis Rock Island dans l'Illinois jusqu'à l'Océan Glacial, sur près de 30 degrés en latitude<sup>1</sup>.

On ne connaît pas encore de gisements siluriens dans toute la contrée qui s'étend du Clearwater à l'Océan Glacial<sup>2</sup>. Peut-être est-il réservé aux explorateurs futurs d'en faire la découverte, bien qu'il soit difficile de comprendre comment des terrains possédant ailleurs une extension aussi considérable auraient pu rester inconnus dans un pays où les couches sont horizontales, et dans le voisinage du substratum archéen : il serait vraiment bien singulier, en effet, que ce soit le même horizon dévonien, à l'exclusion de tout autre, qui ait toujours attiré l'attention des observateurs.

Dans l'état actuel de nos connaissances, nous devons supposer que les couches de Hamilton, avec les schistes de Genessee qui leur font suite, s'avancent sur la partie occidentale du bouclier canadien, en indiquant une grande transgression; puis elles forment le glint occidental et finissent par s'intercaler au nord dans la région silurienne, dévonienne et carbonifère qui constitue l'archipel arctique. On ne sait pas encore comment ces couches se prolongent au sein de la zone de grès qui supporte, dans ces régions, le Calcaire carbonifère.

Ces dépôts transgressifs de l'Ouest du Canada sont, comme nous l'avons dit, les équivalents chronologiques des dépôts transgressifs du Dévonien russe. Nous arrivons donc à cette conclusion que, *à la même époque, de l'Oural à travers la plaine russe, dans la direction de l'ouest et du nord-ouest, et des Montagnes Rocheuses à travers la vallée du Mackenzie, dans la direction de l'est, la mer dévonienne a éprouvé un accroissement d'étendue très considérable.* La concordance va même si loin que les schistes Domanik de la haute Petchora et les schistes de Genessee des bords de l'Athabasca, qui sont contemporains, se font également remarquer par leur richesse en pétrole.

La phase positive du milieu de la période dévonienne

1. F. B. Meek, Trans. Chicago Acad. Sc., I, 1868, p. 77. [Sur la transgression des couches moyennes et supérieures du Dévonien dans l'Ouest du Canada, voir J. F. Whiteaves, *The fossils of the Devonian rocks of the islands, shores, or immediate vicinity of Lakes Maniloba and Winnipegosis* (Contributions to Canadian Paleontology, I, part 4, p. 255-359, pl. XXXIII-XLVII, 1892), et *The Devonian System in Canada* (Science, N. S., X, 1899, p. 402 et 430); Frech, Ouvr. cité, p. 249, 250.]

[2. Sur les lambeaux siluriens qui avoisinent la baie de Hudson et leur connexion primitive, d'une part avec la mer intérieure occupant le centre des États-Unis et de l'autre avec l'Océan Arctique, voir Stuart Weller, *The Silurian Fauna interpreted on the Epicontinental Basis* (Journ. of Geol., VI, 1898, p. 692-703; cartes, p. 697 et 699).]

s'observe par conséquent à la fois des deux côtés de l'Océan Atlantique<sup>1</sup>.

4. **Le terrain carbonifère**<sup>2</sup>. — Pour parler des phénomènes qui accompagnent la formation des grands amas de houille, je me bornerai encore cette fois à l'étude de la région nord-atlantique au sens le plus étendu, c'est-à-dire à la partie de la zone tempérée septentrionale qui va de l'Oural, à l'est, jusqu'aux Montagnes Rocheuses, à l'ouest, occupant ainsi, sous ces latitudes, près de la moitié de la circonférence terrestre. Dans tout ce domaine, on voit régner pendant la période carbonifère une concordance si frappante pour les termes principaux de la série, qu'il y a lieu d'examiner simultanément et de comparer pas à pas la région européenne et la région américaine<sup>3</sup>.

a. Les sédiments de cette période débutent presque partout par

[1. La grande généralité de la transgression du Dévonien moyen ou supérieur, notamment dans l'hémisphère nord, a été bien mise en lumière par F. Frech (*in* Ed. Suess, *Beiträge zur Stratigraphie Centralasiens*, Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, LXI, 1894, p. 11 et suiv., 19-33); *Ueber palaeozoische Faunen aus Asien und Nordafrika* (Neues Jahrb. f. Min., 1895, II, p. 48-67); *Lethaea palaeozoica*, 2. Bd., p. 240-256). En dehors de l'Europe et de l'Amérique septentrionale, on connaît des couches marines de cet âge dans le Sahara, en Asie Mineure, en Perse (Stahl), dans la Nouvelle-Sibérie, en Transbaïkalie, dans le Tien Chan, le Kouen-Lun (Stoliczka, Bogdanovitch), les provinces chinoises du Sé-Tchouen, du Kan-Sou, du Chen-Si, etc. (Loczy, Riechthofen-Kayser), le Japon et l'Australie. — Pour des essais de reconstitution de la géographie dévonienne, voir Fr. Frech, *Lethaea palaeozoica*, II, 1897, carte 3 (Dévonien inférieur), et F. Katzer, *Das Amazonas-Devon und seine Beziehungen zu den anderen Devongebieten der Erde* (Sitzungsber. böhm. Ges. d. Wiss., Prag, XXX, 1897, p. 40-50, carte : début du Devonien moyen).]

[2. Consulter surtout F. Frech, *Die Steinkohlenformation (Lethaea palaeozoica*, II, 1899, p. 237-433).]

[3. On sait que MM. Munier-Chalmas et de Lapparent ont proposé de diviser le système carbonifère en trois étages dont les faciès marins sont désignés, de bas en haut, par les noms de *Dinantien* (Calcaire carbonifère), *Moscovien* et *Ouralien*, les faciès continentaux correspondants étant appelés *Culm*, *Westphalien* et *Stéphanien* (*Note sur la nomenclature des Terrains Sédimentaires*, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXI, 1893, p. 447-451; A. de Lapparent, *Traité de Géologie*, 3<sup>e</sup> éd., Paris, 1893, 2<sup>e</sup> part., p. 819). — La possibilité de classer les assises houillères d'après leur flore est universellement admise, depuis les travaux de Geinitz et surtout de Grand'Eury (résumés dans Lapparent, Ouvr. cité, p. 826-827); parmi les récentes publications dirigées dans ce sens, on peut citer R. Kidston, *On the Various Divisions of British Carboniferous Rocks as determined by their Fossil Flora* (Proc. R. Phys. Soc. Edinburgh, XII, 1893-94, p. 183-257); H. Potonié, *Die floristische Gliederung des deutschen Carbon und Perm* (Abhandl. K. Preuss. Geol. Landesanst., Neue Folge, Heft 21, 60 p., 48 fig., Berlin, 1896), et *Die Pflanzenpaläontologie im Dienste des Bergbaues* (Zeitschr. f. prakt. Geol., [VI], 1898, p. 239-248); *Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie, mit besonderer Rücksicht auf die Bedürfnisse der Geologen*, gr. in-8°, Berlin, 1899; L. Cremer, *Ueber die fossilen Farne des Westfälischen Carbons und ihre Bedeutung für eine Gliederung des letzteren*, in-8°, 49 p. 3 tabl., Marburg, 1893. Pour un exemple emprunté au Carbonifère français, voir R. Zeiller, *Sur les subdivisions du Westphalien du Nord de la France d'après les caractères de la Flore* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér.,

un dépôt de grès d'épaisseur variable. En Écosse, on l'appelle *Cal-ciferous sandstone*; en Irlande, *Coomhola grit*; dans l'Est du Canada, *Lower Coal Measures*; en Pennsylvanie, d'après la nomenclature introduite par Rogers, *Vespertine and Umbral Series*<sup>1</sup>; à l'ouest, ces couches perdent de leur importance, et on les appelle dans l'Ohio *Waverly sandstone*<sup>2</sup>. Mais dans l'Illinois les éléments clastiques apportés de la terre ferme diminuent, et du calcaire dolomitique à fossiles marins les remplace; on le nomme alors *Kinderhook Group*.

De même que cette subdivision perd de l'importance en allant du Canada oriental et de la Virginie vers l'ouest, elle diminue également d'épaisseur vers l'est, en Europe, à partir de la Grande-Bretagne; et, dans le Sud de la Russie, on voit reparaître, dans les couches marines les plus inférieures du Carbonifère, quelques-unes des espèces marines caractéristiques du groupe de Kinderhook de l'Illinois.

Dans la Grande-Bretagne, les restes de végétaux terrestres sont associés, dans cette assise inférieure, à des débris d'animaux marins, qui toutefois sont rares. Kirkby a publié des renseignements détaillés sur la succession des couches dans le *Cal-ciferous Sandstone* de Fife (Écosse). Dans cette coupe, la partie tout à fait inférieure de la série n'est pas visible; néanmoins on peut encore y observer une épaisseur de plus de 3 900 pieds [1 200 m. environ]. Dans les 3 400 pieds [1 000 m.] supérieurs, par conséquent dans tout l'ensemble, à l'exception de la base, il existe une cinquantaine de petites veines de houille dont l'épaisseur atteint ou dépasse 3 pouces [7 à 8 c.], beaucoup d'entre elles reposant sur des lits d'argile avec *Stigmaria* que la plupart des observateurs considèrent comme le sol originel de la forêt qui les a produites, et où ils voient une

XXII, 1894, p. 483-501). — Pour les dépôts marins, l'établissement d'une échelle stratigraphique générale, dans l'Ouest et le Centre de l'Europe, est beaucoup moins avancé. Voir E. J. Garwood and J. E. Marr, *Zonal Divisions of the Carboniferous System* (Geol. Mag., Dec. 4, II, 1895, p. 550-552), et *Report of the Committee appointed to study the Life-Zones in the British Carboniferous Rocks* (British Assoc. Adv. Sc., 1895-1897; Geol. Mag., Dec. 4, III, 1896, p. 519-521; IV, 1897, p. 556-557); W. Hind, *Note on the Life-Zones of the Carboniferous Deposits of Europe* (Ibid., V, 1898, p. 61-69).]

[1. *Vespertine* = *Pocono Sandstone*, Lesley; *Umbral* = *Mauch Chunk Shales*, Lesley. Cette double série est considérée comme représentant, en Pennsylvanie, l'ensemble du Carbonifère inférieur; voir J. J. Stevenson, *Notes on the Lower Carboniferous groups along the easterly side of the Appalachian area in Pennsylvania and Virginia* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XXXIV, 1887, p. 37-44); J. P. Lesley, *Final Report of the Geological Survey of Pennsylvania*, III, 1895, p. 1629-1853.]

[2. C. L. Herrick, *Notes upon the Waverly Group in Ohio* (Amer. Geologist, III, 1889, p. 94-99, pl. I-IV); *The Cuyahoga Shale and the Problem of the Ohio Waverly* (Bull. Geol. Soc. of America, II, 1891, p. 31-48, pl. 1); *Observations on the so-called Waverly Group of Ohio* (Ohio Geol. Survey, vol. VII, 1894, p. 495-515); W. F. Cooper, *The Waverly Group* (Bull. Sc. Laborat. Denison Univ., V, 1890, p. 24-32).]

preuve de la croissance de cette végétation sur place. On observe en outre des débris de végétaux dispersés dans le grès. D'autre part, cette même série de couches ne renferme pas moins de 18 bancs minces de schiste ou de calcaire, intercalés à divers niveaux et contenant des coquilles marines. Ainsi, à 2280 pieds [684 m.] au-dessous de la limite supérieure du Calciferos Sandstone, il y a un banc à Enerines avec 35-40 espèces de coquilles marines et de Crinoïdes, et aussi avec troncs de *Lepidodendron* et de *Dadoxylon*<sup>1</sup>. Si l'on considère les bancs d'argile à *Stigmaria* qui forment le mur des couches de houille comme un sol primitif, où les racines sont restées en place, il est évident que les conditions favorables à la croissance des végétaux terrestres ou palustres ont dû alterner un très grand nombre de fois sur ce point avec des phases d'occupation par la mer.

Sur la côte atlantique de l'Irlande, l'épaisseur de cet étage est, d'après Hull, de 1500 pieds environ [450 m.]<sup>2</sup>.

Dans le Nouveau-Brunswick et la Nouvelle-Écosse, où cette série atteint une épaisseur énorme, on connaît bien des couches de houille exploitables, mais on ne voit pas s'y intercaler de bancs marins. Dans l'Ouest au contraire, dans l'Illinois, le groupe de Kinderhook est formé principalement, comme nous l'avons dit, d'assises friables, souvent dolomitiques, qui renferment des fossiles marins<sup>3</sup>.

Dans les Pyrénées et dans les Asturies, le « Marbre griotte », caractérisé par sa richesse en Goniatites, doit être considéré, d'après Barrois, comme correspondant à la partie tout à fait inférieure du terrain carbonifère<sup>4</sup>.

b. Au-dessus de cette première division des couches car-

1. J. W. Kirkby, *On the Zones of Marine Fossils in the Calciferos Sandstone Series of Fife* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXVI, 1880, p. 559-590); voir aussi R. Etheridge, Jun., *On our present Knowledge of the Invertebrate Fauna of the Lower Carboniferous or Calciferos Sandstone Series of the Edinburgh Neighbourhood* (Ibid., XXXIV, 1878, p. 1-26, pl. I-II).

2. Ed. Hull, *Physical Geology and Geography of Ireland*, in-8°, London, 1878, p. 31.

3. A. H. Worthen, *Geology of Illinois*, III, 1868, p. 415, et dans d'autres publications. [Voir aussi C. R. Keyes, *A remarkable Fauna at the Base of the Burlington Limestone in Northeastern Missouri* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLIV, 1892, p. 447-452); *The present basal line of delimitation of the Carboniferous in Northeastern Missouri* (Amer. Geologist, X, 1892, p. 380-384); *Dual Character of the Kinderhook Fauna* (Ibid., XX, 1897, p. 167-176); *Relation of the Devonian and Carboniferous in the Upper Mississippi Valley* (Trans. St. Louis Acad. Sc., VII, 1897, p. 357-369); C. R. Keyes and R. R. Rowley, *Vertical Range of Fossils at Louisiana [Missouri]*, Proc. Iowa Acad. Sc., IV, 1897, p. 26-40. Voir aussi H. S. Williams, *On the Recurrence of Devonian Fossils in strata of Carboniferous Age* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLIX, 1895, p. 94-101).]

4. Ch. Barrois, *Recherches sur les Terrains anciens des Asturies et de la Galice* (Mém. Soc. Géol. du Nord, Lille, II, n° 1, 1882, p. 570, 576 et 583); *El marmol amigda-*

bonifères vient, en Europe comme dans l'Amérique du Nord, le *Calcaire carbonifère*, qui, par la faune marine si abondante et si variée qu'il renferme et par la grande épaisseur qu'il atteint, indique la présence prolongée de la haute mer sur la plus grande partie des régions dont nous avons à parler. Il en faut conclure, semble-t-il, qu'après les oscillations singulières qui s'étaient produites en Écosse pendant le dépôt du grès calcifère, oscillations que nous venons de mettre en évidence par un exemple, le régime pélagique devint très général.

En Angleterre, d'après Hull, le Calcaire carbonifère augmente de puissance vers le sud-est<sup>1</sup>; en Belgique, il a une épaisseur de 800 mètres<sup>2</sup>; il s'étend sur une bonne partie de l'Allemagne<sup>3</sup>, sans toutefois y présenter un développement particulièrement remarquable, puis acquiert une grande extension en Russie<sup>4</sup>, jusque bien au delà de l'Oural, ainsi que dans les régions arctiques. Il forme une grande partie de la surface de l'Irlande, y atteint 2 500 à 3 000 pieds [760 à 900 m.] et se montre en France<sup>5</sup>, ainsi qu'en Espagne<sup>6</sup>.

Au delà de l'Océan, il affleure dans le Canada oriental, où il est associé à des schistes rougeâtres et renferme du gypse, indice d'un arrêt dans l'accumulation des sédiments et de l'existence passagère de lagunes d'évaporation<sup>7</sup>. Il manque en Virginie, où un

*loide de los Pirineos* (Bol. Com. Mapa Geol. Madrid, VIII, 1881, p. 131-155); et dans d'autres publications. [Sur la position stratigraphique de l'horizon des griottes, voir J. Bergeron, *Note sur la base du Carbonifère dans la Montagne Noire* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXVII, 1899, p. 36-43).]

[1. H. B. Woodward *Geology of England and Wales*, 2<sup>d</sup> ed., 1887, p. 150-163; J. E. Marr et R. H. Tiddeman, *La Géologie de l'Ouest du Yorkshire* (Congrès Geol. Internat., C. R. 4<sup>e</sup> session, Londres, 1888, p. 303-346, carte, 1891); W. Gunn, *Notes on the Correlation of the Lower Carboniferous Rocks of England and Scotland* (Geol. Mag., Dec. 4, V, 1898, p. 342-349); W. Hind, *On Mr. W. Gunn's Correlation* (Ibid., p. 506-508).]

[2. Résumé dans Gosselet, *L'Ardenne*, 1888, p. 602-683; A. Briart, *Note sur la légende du Calcaire Carbonifère* (Annales Soc. Géol. du Nord, XXIII, 1895, p. 146-151); H. de Dorlodot, *Le Calcaire Carbonifère de la Belgique et ses relations stratigraphiques avec celui du Hainaut Français* (Ibid., p. 201-213); M. Lohest, *Sur le parallélisme entre le Calcaire Carbonifère des environs de Bristol et celui de la Belgique* (Annales Soc. Géol. de Belgique, Liège, XXII, 1897, Mém., p. 79-95); Lohest et Forir, *Exposé des motifs du projet de légende du Calcaire Carbonifère* (Ibid., XXIII, 1896, p. 118-122).]

[3. C. Dantz, *Der Kohlenkalk in der Umgebung von Aachen* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLV, 1893, p. 594-638, pl. XXVI-XXVIII); E. Holzapfel, *Die Cephalopoden-führenden Kalke des unteren Carbon von Erdbach-Breitscheid bei Herborn* (Paläontol. Abhandl., herausg. v. W. Dames u. E. Kayser, V, n<sup>o</sup> 1, 1889, 73 p., pl. I-VIII).]

[4. Tschernichew, *Note sur les rapports des dépôts carbonifères russes avec ceux de l'Europe Occidentale* (Annales Soc. Géol. du Nord, XVII, 1889-90, p. 201-210).]

[5. A. Julien, *Le terrain Carbonifère marin de la France Centrale*, in-8<sup>o</sup>, xxiv-304 p., 17 pl. Paris, 1896.]

[6. L. Mallada, *Explicacion del Mapa Geologico de España*, III. *Sistemas Devoniano y Carbonifero*, in-8<sup>o</sup>, 405 p., 1898 (Mem. Com. del Mapa Geol. de Esp.).]

7. Dawson, *Acadian Geology*, surtout p. 278 et suiv.

puissant dépôt de grès le remplace. Par contre, plus à l'ouest, il recommence à augmenter graduellement d'épaisseur; sa puissance est de 1 200 à 1 500 pieds [360 à 450 m.] dans le Sud-Ouest de l'Illinois<sup>1</sup>. Il en résulte que le Calcaire carbonifère du Centre des États-Unis était séparé de la région atlantique par un dépôt sableux, — c'est-à-dire par une zone de dépôts terrigènes, — occupant à peu près l'emplacement des chaînes de montagnes actuelles de l'Est, et que, par conséquent, la communication avec la mer carbonifère d'Europe n'était établie que par un détour. La ressemblance des faunes n'en est pas moins très grande entre les deux régions, et les recherches nouvelles augmentent chaque jour le nombre des espèces identiques<sup>2</sup>.

On a distingué plusieurs assises dans le Calcaire carbonifère; c'est ce qu'ont fait Hall et Worthen en Amérique, ainsi que Gosselet et Dupont en France et en Belgique. De Koninck a essayé de comparer ces coupes entre elles, ainsi qu'avec celles de la Russie<sup>3</sup>.

*c* et *d*. En Europe, on observe alors un étage qui n'a pas été signalé en Amérique et qui, dans les localités typiques, affecte les caractères d'une formation littorale, avec mélange de végétaux terrestres et de coquilles marines. C'est le *Culm* ou les *Yoredale*

[1. Ces calcaires, réunis à ceux du Kinderhook Group, constituent le *Subcarboniferous* des géologues américains (*Mississippian Series*, H. S. Williams). Voir Dana, Ouvr. cité, p. 636 et suiv.; voir aussi C. R. Keyes, *Fossil Faunas in Central Iowa* (Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, 1891, p. 242-265); *Stratigraphy of the Carboniferous in Central Iowa* (Bull. Geol. Soc. of America, II, 1891, p. 277-292, pl. 9, 10); *The Principal Mississippian Section* (Ibid., III, 1892, p. 283-300, pl. 9); *Superior Mississippian in Western Missouri and Arkansas* (Amer. Geologist, XVI, 1895, p. 86-91); *Thickness of the Paleozoic Rocks in the Mississippi Basin* (Ibid., XVII, 1896, p. 169-173); *Serial Nomenclature of the Carboniferous* (Ibid., XVIII, 1896, p. 22-28); *Ueber das Carbon des Mississippithales* (Neues Jahrb. f. Min., 1896, I, p. 96-110); H. F. Bain, *Central Iowa Section of the Mississippian Series* (Amer. Geologist, XV, 1895, p. 317-325); C. H. Gordon, *Stratigraphy of the St. Louis and Warsaw Formations in Southeastern Iowa* (Journ. of Geol., III, 1895, p. 289-311, carte); Stuart Weller, *The Succession of Fossil Faunas at Springfield, Missouri* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLIX, 1895, p. 185-199); *Classification of the Mississippian Series* (Journ. of Geol., VI, 1898, p. 303-314, 2 cartes paléogéogr.); C. R. Keyes, *Remarks on the Classification of the Mississippian Series* (Amer. Geologist, XXII, 1898, p. 108-113).]

2. Telle est la *Palæacis cuneata* (S. G. Perceval, Geol. Mag., Dec. 2, III, 1876, p. 267); Etheridge and Nicholson, *On Palæacis* (Ann. Mag. Nat. Hist., 5<sup>th</sup> Ser., I, 1878, p. 206 et suiv.); G. A. Lebour, *Note sur deux fossiles du Calcaire carbonifère du Northumberland* (Ann. Soc. Géol. de Belgique, III, 1876, p. 21 et suiv.). [Pour des indications complètes sur ces formes communes aux deux continents, voir Stuart Weller, *A Bibliographic Index of North American Carboniferous Invertebrates* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 153, 633 p., 1898); et C. R. Keyes, *Paleontology of Missouri*, 2 vol. in-8°, 56 pl., Jefferson City, 1894 (Missouri Geol. Survey, vol. IV, V).]

3. L. G. de Koninck, *Sur le Spirifer Mosquensis* (Bull. Mus. Royal d'Hist. Nat. de Belgique, II, 1883, p. 371-379).

*beds*<sup>1</sup>. La flore de cet étage possède d'ailleurs une grande extension en dehors de l'Europe. Le Culm se montre en Irlande et en Angleterre, en Belgique, sur les bords du Rhin, dans les Vosges et dans le massif du Harz, et, continuant à accompagner les plis varisques, il se poursuit avec quelques interruptions, mais sans changer de caractères, jusqu'en Moravie. On connaît le Culm en France; F. Roemer a montré qu'il existait en Espagne et en Portugal, et Toula l'a découvert dans l'Ouest des Balkans<sup>2</sup>.

Quelques observateurs estiment qu'il y a d'étroits rapports entre le Culm et le « grès stérile » ou *Millstone grit*, dépôt arénacé qui dans certaines contrées acquiert une grande épaisseur et manque dans d'autres. Là où le Culm n'existe pas, le grès stérile repose directement sur le Calcaire carbonifère. Il ressort du précieux résumé donné par Hull que le *Millstone grit* et, par-dessous, les *Yoredale beds* possèdent leur maximum d'épaisseur dans le Sud du Lancashire : le premier étage y atteint 3 500 à 5 000 pieds [1 000 à 1 500 m.], et la puissance du second est évaluée à 2 000-4 000 pieds [600 à 1 200 m.]. L'épaisseur est encore considérable dans le Yorkshire, le Derbyshire et le Nord du Staffordshire; puis elle diminue assez rapidement dans toutes les directions, et ce n'est qu'à Bristol qu'elle remonte, par exception, à 950 pieds environ [290 m.]<sup>3</sup>.

Le grès stérile reparaît en Westphalie et y repose sur le Culm; von Dechen confirme qu'il est difficile de séparer ces deux dépôts, et certaines espèces de plantes du Culm se montrent dans le grès stérile<sup>4</sup>.

Au delà de l'Océan, on retrouve le *Millstone grit* en Pennsylvanie, avec une épaisseur de 1 000 à 1 500 pieds [300 à 450 m.], s'étendant le long des Appalaches, vers la Virginie et le Tennessee, et en même temps diminuant rapidement d'épaisseur vers

[1. W. Hind, *On the Subdivisions of the Carboniferous Series in Great Britain, and the true Position of the Beds mapped as the Yoredale Series* (Geol. Mag., Dec. 4, IV, 1897, p. 159-169, 205-213).]

2. F. Roemer, *Ueber das Vorkommen von Culm-Schichten mit Posidonomya Becheri auf dem Südabhange der Sierra Morena in der Provinz Huelva* (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges. XXIV, 1872, p. 589-592); et le même : *Ueber das Vorkommen von Culm-Schichten mit Posidonomya Becheri in Portugal* (Ibid., XXVIII, 1876, p. 354-360); F. Toula, *Geologische Untersuchungen im westlichen Theile des Balkan* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXXVII, 1878, p. 249-317, en particulier p. 253 et 307).

3. Edw. Hull, *On the Upper Limit of the essentially Marine Beds of the Carboniferous Group of the British Isles and adjoining Continental Districts* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIII, 1877, p. 613-651).

4. H. von Dechen, *Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen*, II, 1884, p. 220, 221; D. Stur, *Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst.*, 1876, p. 266; Hull, *Mém. cité*, p. 639, indique aussi ces relations entre le Culm et le *Millstone grit*.

l'ouest<sup>1</sup>. La présence, en Europe comme en Amérique, du Calcaire carbonifère, auquel succède, dans les deux parties du monde, l'horizon du Millstone grit, est si frappante que Dana signalait le fait comme une preuve de la simultanéité des transformations du globe dans les deux hémisphères<sup>2</sup>.

e. Nous voici maintenant arrivés à la série des dépôts dans lesquels se trouvent accumulés la plupart des gisements de combustibles fossiles. Bien des questions non encore résolues se rattachent au problème de l'origine de la houille<sup>3</sup>, et il sera nécessaire d'entrer dans quelques détails.

Le régime marin devient beaucoup moins général, sans cependant cesser partout. Dans les dépôts puissants, en grande partie formés de grès et de schistes, c'est-à-dire dans les sédiments détritiques terrigènes, les couches de houille se répètent d'ordinaire un grand nombre de fois les unes au-dessus des autres. Le bassin

[1. C'est le *Pottsville Conglomerate* de la région de l'Anthracite, dont l'épaisseur, d'après Dana, atteint 1700 p. (520 m.); D. White, *The Pottsville Series along New River, West Virginia* (Bull. Geol. Soc. of America, VI, 1895, p. 305-320); M. R. Campbell and W. C. Mendenhall, *Geologic Section along the New and Kanawha Rivers in West Virginia* (17<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1895-96, pt. II, 1896, p. 473-511, pl. XXXVIII-XLIX.)]

2. J. D. Dana, *Manual of Geology*, 2<sup>d</sup> ed., 1875, p. 394; voir aussi H. Martyn Chance, *The Millstone Grit in England and Pennsylvania* (Amer. Journ. Sc, 3<sup>d</sup> Ser., XXI, 1881, p. 134-135).

[3. Principales publications récentes sur l'origine de la Houille: C. Grand'Eury, *Formation des couches de houille et du terrain houiller (Géogénie)*, Mém. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., IV, 1887, VIII-196 p., 9 pl.; Ch. Barrois, *Exposé des opinions de M. Grand'Eury sur la formation des couches de houille et du terrain houiller* (Annales Soc. Géol. du Nord, XV, 1887-88, p. 96-103); H. Fayol, *Etudes sur le terrain houiller de Commeny, 1<sup>re</sup> partie. Lithologie et Stratigraphie*, in-8°, 543 p., atlas in-1<sup>o</sup> de 25 pl., 1887 (Bull. Soc. Industrie Minérale, St-Etienne, 2<sup>e</sup> sér., XV, livr. 3-4, 1886; résumé par Emm. de Margerie, Annuaire Géol. Univ., IV, 1888, p. 156-168); A. Jaccard, *L'Origine et le mode de formation des terrains sédimentaires et de la Houille, d'après les études et les recherches de M. H. Fayol* (Arch. Sc. Phys. et Nat., Genève, 3<sup>e</sup> sér., XX, 1888, p. 70-89); L. Breton, *Quelques objections à la Théorie de M. Fayol sur la formation du terrain houiller de Commeny* (Bull. Soc. Industrie Minérale, 3<sup>e</sup> sér., II, 1888, p. 283-303); A. Briart, *La formation houillère* (Bull. Acad. Royale de Belgique, 3<sup>e</sup> sér., XVIII, 1889, p. 815-849); R. Malherbe, *Géogénie de la Houille* (Annales Soc. Géol. de Belgique, Liège, XVII, 1890, Mém., p. 23-40); B. Renault, *Communication sur la formation de la Houille* (Bull. Soc. Hist. Nat. d'Autun, IV, 1891, p. 489-497); A. de Lapparent, *L'Origine de la Houille* (Revue des Questions Scientif., Bruxelles, 1892, 47 p.; Assoc. Fr. Av. Sc., Congrès de Pau, 1<sup>re</sup> partie, 1892, p. 94-112); C. Ochsénus, *Die Bildung von Kohlenflötzen* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLIV, 1893, p. 84-98); C. E. Bertrand, *Conférences sur les charbons de terre* (Bull. Soc. Belge de Géol., Bruxelles, VII, 1893, Mém., p. 45-81, pl. IV, V; XI, 1897, Mém., p. 284-310); A. Firket, *L'Origine et le mode de formation de la Houille* (Revue Univ. des Mines, XXVI, 1894, p. 1-56); A. C. Seward, *Coal: Its Structure and Formation* (Science Progress, London, II, 1895, p. 355-368, 431-446, bibliogr.); A. de Lapparent, *Note sur la formation des terrains houillers* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIV, 1896, p. 150-154); B. Renault, *Houille et Bactériacées* (Bull. Soc. Hist. Nat. d'Autun, IX, 1897, p. 475-500, 1 pl.); A. de Lapparent, *Traité de Géologie*, 4<sup>e</sup> édit., in-8°, Paris, 1900, 2<sup>e</sup> partie, p. 948-963.]

houiller d'Ostrau et de Karwin, en Moravie et en Silésie, comprend deux séries de couches productives d'âge différent; si l'on ne tient pas compte des veines ayant moins de 15 centimètres, la division inférieure offre, sur une épaisseur de 3793 mètres, 179 couches de houille, et la division supérieure, qui a 415 mètres d'épaisseur, en renferme 39, soit en tout 218 couches dans un terrain houiller de 4208 mètres d'épaisseur, ce qui représente en moyenne 1 mètre de houille pour 28 mètres de grès et de schistes<sup>1</sup>.

Par contre, on constate dans le Centre de la Bohême que le terrain houiller productif ne renferme du charbon qu'à la partie inférieure et que le nombre des couches ayant plus de 15 centimètres n'y dépasse guère huit ou dix, les plus profondes atteignant d'ailleurs une puissance considérable. Ces couches sont surmontées d'une très grande épaisseur de grès stérile et d'argile schisteuse, et au-dessus vient une nouvelle formation productive, qui est peut-être déjà permienne<sup>2</sup>.

Le terrain houiller de Moravie et de Silésie repose en concordance sur le Culm, et une partie de la flore du Culm se retrouve dans ses couches inférieures<sup>3</sup>; le terrain houiller du Centre de la Bohême repose au contraire en discordance sur des roches archéennes et siluriennes. Le premier bassin renferme des couches marines intercalées, le second n'en contient pas. C'est là un premier exemple de la variété des conditions dans lesquelles s'est formée la houille.

1. *Monographie der Ostrau-Karwiner Steinkohlen-Revieres, bearbeitet und herausgegeben von Berg- und Hüttenmännischen Vereine in Mährisch-Ostrau*, in-4°, Teschen, 1885; *Geognostischer Theil von W. Jičinsky*, p. 18. [Voir aussi F. Bartonec, *Geognostische Uebersichtskarte des Mährisch-Schlesisch-Polnischen Kohlenreviers*, 1: 225 000, Wien, 1894; Th. Andree, *Ein Beitrag zur Geologie des Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1896, p. 288-290); W. Jičinski, *Bergmännische Notizen aus dem Ostrau-Karwiner Steinkohlenrevier*, in-8°, 253 p. Mähr.-Ostrau, 1898. — Sur le bassin houiller de la Haute-Silésie allemande, où un sondage a été poussé récemment jusqu'à plus de 2000 m. (Paruschowitz), voir Th. Ebert, *Die stratigraphischen Ergebnisse der neuern Tiefbohrungen im ober-schlesischen Steinkohlengebirge* (Abhandl. K. Preuss. Geol. Landesanst., Neue Folge, Heft 19, 144 p. Atlas de 8 pl., Berlin, 1895); C. Gaebler, *Das Oberschlesische Steinkohlenbecken und die Verjüngungsverhältnisse seiner Schichten* (Zeitschr. f. prakt. Geol., [IV], 1896, p. 457-461), et *Die Oberfläche des ober-schlesischen Steinkohlengebirges* (Ibid. [V], 1897, p. 401-409).]

2. M. V. Lipold, *Das Steinkohlengebiet im nordwestlichen Theile des Prager Kreises in Böhmen* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XII, 1861-1862, p. 431-525, pl. VII-X). [Voir aussi K. A. Weithofer, *Zur stratigraphischen Gliederung der mittelböhmischen Steinkohlenablagerungen* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1897, p. 317-320).]

[3. Sur les relations stratigraphiques du Culm et du terrain houiller dans les Sudètes, voir Schütze, *Bemerkungen über die angebliche Discordanz zwischen Culm und Waldenburger Schichten im Waldenburger Becken* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLIV, 1892, p. 140-148); E. Dathé, *Zur Frage der Discordanz zwischen Culm und Waldenburger Schichten*, etc. (Ibid., p. 351-358).]

Il n'est pas rare que des assises marines s'intercalent entre les couches de houille. On a souvent dit que cette formation de couches successives était en rapport avec autant d'oscillations de la terre ferme. En Angleterre surtout, on a insisté sur ce fait qu'au mur de la plupart des lits de houille il y a un banc d'argile, l'« Underlay », rempli de troncs encore pourvus de leurs racines, ceux mêmes des végétaux qui ont formé la couche, comme nous l'avons déjà dit à propos du grès calcifère de Fife ; la houille aurait pris naissance sur place, et chaque couche en particulier indiquerait la présence d'une nouvelle surface de sol ou de marais, sur laquelle se développait une nouvelle forêt. Sans nous demander combien de fois l'écorce solide de notre planète aurait dû se mouvoir alternativement de bas en haut et de haut en bas pour donner naissance à de semblables séries de couches, nous essaierons, en commençant par l'ouest, de donner d'abord un aperçu général des faciès multiples sous lesquels le terrain houiller est susceptible de se présenter. On verra qu'au-dessus de la faune marine du Calcaire carbonifère, dont il a jusqu'à présent été question, il existe dans le Culm et dans les assises associées à la houille une autre faune marine, qui, à vrai dire, n'est pas nettement différenciée, et que celle-ci est suivie à son tour d'une faune également distincte, la faune marine du Carbonifère supérieur, celle du calcaire à Fusulines.

Dans la partie la plus occidentale de la région considérée ici, dans l'Utah et le Nevada, le Carbonifère tout entier n'est représenté que par des dépôts marins, qui paraissent atteindre des épaisseurs énormes ; Clarence King indique pour le calcaire des Wasatch, qui contient des fossiles du Carbonifère inférieur et dont la base appartient peut-être encore au Dévonien, une épaisseur de 7 000 pieds [2100 m.] dans les monts Wasatch, de 6 000 pieds [1 800 m. environ] pour le quartzite de Weber qui lui est superposé, et de 2 000 pieds [600 m.] pour le calcaire du Carbonifère supérieur. Les chiffres donnés pour le Centre du Nevada sont un peu plus faibles. Mais il est remarquable que dans le Nevada, au milieu des masses calcaires marines, parmi des coraux et des Brachiopodes, Walcott ait reconnu deux coquilles de mollusques pulmonés, qui, évidemment, ont été amenées de loin <sup>1</sup>.

Vers l'est, sur le bord externe des Montagnes Rocheuses et jusqu'aux Black Hills (Dakota), l'épaisseur diminue beaucoup ; mais il n'y a toujours que des dépôts marins.

1. C. D. Walcott, *Paleontology of the Eureka District* (U. S. Geol. Survey, Monogr. VIII), in-4°, 1884, p. 262, 263 : *Physa prisca*, *Zaptychius carbonaria*.

Plus à l'est encore, au delà de la contrée des Prairies, les veines de houille commencent à apparaître. Tout d'abord, dans l'Est du Nebraska, d'après Meek, elles sont très rares, minces et à peine exploitables : des couches de calcaire marin à Fusulines du Carbonifère supérieur alternent avec des couches d'argile schisteuse, qui renferment des débris de végétaux à demi décomposés et quelques troncs <sup>1</sup>.

Au delà du Missouri, dans l'Iowa, il y a déjà de nombreuses veines exploitables, mais toujours associées à des bancs calcaires d'origine marine<sup>2</sup>. La série des couches houillères productives repose sur le Calcaire carbonifère, qui forme la partie inférieure du système. Au sud-est, du côté où la mer était ouverte, ce Calcaire carbonifère affleure également partout au-dessous du terrain houiller, mais au nord, dans l'Iowa et dans l'Illinois, le terrain houiller déborde notablement sur le Calcaire carbonifère et recouvre souvent sans intermédiaire les couches dévoniennes ou siluriennes. Du côté des Appalaches, comme nous l'avons déjà vu, le Calcaire carbonifère est représenté par des grès, des conglomérats et des schistes. Il est arrivé, lors de cette transgression, que les sédiments discordants ont pénétré de haut en bas dans les cavités du calcaire dévonien et ont formé à l'intérieur de ces cavités de petits dépôts stratifiés, qui renferment même des débris de poissons et en un point un petit lit de houille. Ces faits, mis en lumière par J. Hall (fig. 75), sont importants pour les explications qui vont suivre <sup>3</sup>.

Les dépôts houillers de cette région sont caractérisés par la fréquente intercalation, déjà signalée, d'assises marines fossilifères au milieu des couches de houille ; c'est ainsi que Worthen décrit une coupe à New-Haven, sur le bas Wabash (Illinois), dans

1. F. B. Meek, *Report on the Paleontology of Eastern Nebraska* (extr. de Hayden, *Report U. S. Geol. Survey of Nebraska*), in-4°, Washington, 1872, p. 134, etc.

[2. C. R. Keyes, *The Coal Measures of Central Iowa, and particularly in the Vicinity of Des Moines* (Amer. Geologist., II, 1888, p. 396-404) ; *On the Fauna of the Lower Coal Measures of Central Iowa* (Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, 1888, p. 222-246) ; *Coal Deposits of Iowa* (Iowa Geol. Survey, II, 1894, p. 1-536, pl. I-XVIII, 222 fig.) ; *Stages of the Des Moines or Chief Coal-bearing Series of Kansas and Southwest Missouri and their Equivalents in Iowa* (Proc. Iowa Acad. Sc., IV, 1897, p. 22-25) ; *Carboniferous Formations of Southwestern Iowa* (Amer. Geologist, XXI, 1898, p. 346-350) ; *The Missourian Series of the Carboniferous* (Ibid., XXIII, 1899, p. 298-316).]

3. J. Hall in Hall and Whitney, *Report on the Geological Survey of the State of Iowa*, in-8°, 1858, I, part 1, p. 417, 430, 431. Richthofen a vu la même chose dans le Chan-Toung et le Chan-Si (*China*, II, p. 203, 411, 437, 718) ; et à Terre-Neuve on rencontre des fossiles carbonifères dans des cavités du calcaire silurien (A. Murray and J. P. Howley, *Geological Survey of Newfoundland*, in-8°, London, 1881, p. 333, Note).

laquelle 20 banes marins fossilifères alternent avec 16 couches de houille. Certaines assises marines atteignent jusqu'à 35 pieds [10 à 11 m.]<sup>1</sup>.

Ces intercalations marines se poursuivent jusque dans l'Ohio et la Virginie Occidentale; elles cessent de se produire en Pennsylvanie. Elles manquent aussi dans l'Est du Canada. Dans la coupe des South Joggins, sur le bras septentrional de la baie de Fundy, qui a été étudiée par Logan, Lyell et Dawson, le terrain carbonifère affleure le long de la côte. Il y a 81 couches de houille, reposant pour la plupart sur un lit d'argile. On rencontre des troncs verticaux, des reptiles dans des troncs creux, des mollusques pul-

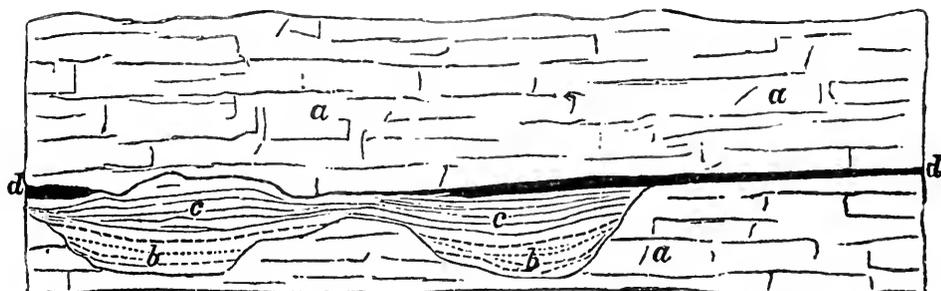


FIG. 75. — Coupe prise à Iowa City, d'après J. Hall.

a Calcaire dévonien; b Grès grossier en feuillets recourbés; c Argile cendrée ou verdâtre; d Veinules de houille, schisteuses à la partie inférieure, avec dents de poissons.

monés et même des restes de poissons, mais pas d'intercalations marines<sup>2</sup>.

Pour continuer ce rapide aperçu en passant à l'Europe<sup>3</sup>, nous distinguerons d'abord deux groupes de bassins houillers. Le premier groupe correspond aux bassins situés sur le bord externe de la chaîne armoricaine et varisque ou au nord de cette bordure. Il

1. A. H. Worthen, *Geological Survey of Illinois*, in-8°, Boston, VI, 1875, p. 2-5. [Voir aussi J. P. Smith, *Marine Fossils from the Coal Measures of Arkansas* (Proc. Amer. Phil. Soc., XXXV, 1896, p. 213-285, pl. XVI-XXIV).]

2. Dawson, *Acadian Geology*, p. 150-218. L'épaisseur totale est évaluée, d'après Logan, à 14 570 pieds [4 370 m.]; mais on peut se demander si les couches les plus élevées de ce système n'appartiennent pas à l'époque permienne (Dawson, Quart. Journ. Geol. Soc., XXX, 1874, p. 209). [Voir aussi Sir J. William Dawson, *Additional Report on Erect Trees containing Animal Remains in the Coal-formation of Nova Scotia* (Proc. Royal Soc. London, LIX, 1896, p. 362-366). — Sur le terrain houiller des Provinces maritimes du Canada, voir H. S. Poole, *The Pictou Coal-Field; a Geological Revision* (Proc. and Trans. Nova Scotian Inst. of Sc., Halifax, 2<sup>d</sup> Ser., I, 1893, p. 226-343, 7 pl. et cartes).]

[3. Sur l'extension du terrain houiller en Europe, voir E. Gruner, *Atlas du Comité Central des Houillères de France*, in-4°, 35 pl., Paris, 1893; F. Frech, *Lethaea palaeozoica*, II, 1899, p. 302-364, 405-421, nombr. fig., carte; et *Über die Gebirgsbildung im paläozoischen Zeitalter* (Geogr. Zeitschrift, V, 1899, p. 563-579, pl. 1 : carte).]

comprend tous les bassins houillers de la Grande-Bretagne, ceux du Nord de la France, puis ceux de la Belgique, de la Westphalie et, après un large intervalle, les houilles de la Haute-Silésie et de la Moravie. Le second groupe est situé au sud du premier; le bassin de la Sarre, ceux du Centre de la Bohême et le bassin de Schatzlar-Waldenburg en font partie. Dans le premier groupe, on connaît des intercalations marines; dans le second, il n'y en a pas, ou du moins on n'en trouve que de très faibles traces. Dans le premier groupe, quand il appartient à la bordure même des chaînons plissés, le terrain houiller succède en concordance aux dépôts immédiatement antérieurs; dans le second, il repose en discordance sur des terrains quelconques. C'est du moins ce qui semble être la règle depuis la Moravie jusqu'au Rhin.

Les nombreux lambeaux isolés qui renferment les riches gisements houillers des Iles Britanniques ne sont très probablement que des restes épargnés par la dénudation, grâce à des circonstances tectoniques favorables, d'une formation autrefois continue. Pour les importants bassins du Sud-Ouest de l'Angleterre, ceux du Sud du Pays de Galles, de Dean Forest et de Bristol, il ne peut y avoir aucun doute. Ceux de Coalbrook Dale, du Staffordshire méridional et du Warwickshire sont peut-être encore aujourd'hui reliés souterrainement les uns aux autres. Mais on ne doit aussi considérer les lambeaux de l'Irlande et ceux de la grande « fosse » de l'Écosse que comme des portions d'une seule et même nappe originelle. L'épaisseur du grès stérile sous-jacent se montre, il est vrai, assez variable, de même que la nature des couches de recouvrement. Le terrain houiller du Staffordshire méridional repose en stratification transgressive sur le Silurien supérieur<sup>1</sup>.

1. A. C. Ramsay, *The Physical Geology and Geography of Great Britain*, 5<sup>th</sup> ed., in-8°, London, 1878, p. 119-128. [Sur le terrain houiller de l'Angleterre, voir aussi H. B. Woodward, *Geology of England and Wales*, 2<sup>d</sup> ed., in-8°, London, 1887, p. 173-204; D. Stur, *Momentaner Standpunkt meiner Kenntniss über die Steinkohlenformation Englands* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXIX, 1889, p. 1-20); J. Ward, *The Geological Features of the North Staffordshire Coal-Fields, their Organic Remains, their Range and Distribution* (Trans. N. Staffordshire Inst. Min. and Mech. Engineers, X, 1890, 189 p., 9 pl.); Boyd-Dawkins, *The Probable Range of the Coal-Measures under the Newer Rocks of Oxfordshire and the Adjoining Counties* (Geol. Mag., Dec. 4, I, 1894, p. 459-462); E. Hull., *Our Coal Resources at the Close of the Nineteenth Century*, in-8°, XII-157 p., London, 1897; H. Bolton, *On the Nomenclature of the Seams of the Lower Coal Measures* (Trans. Manchester Geol. Soc., XXV, 1898, p. 428-467), et *The Lancashire Coal Field* (Trans. New York Acad. Sc., XVI, 1897, p. 224-251); C. Lapworth, *A Sketch of the Geology of the Birmingham District* (Proc. Geologists' Assoc., XV, 1898, p. 313-416, pl. X-XII); A. Strahan, *On the Revision of South Wales and Monmouthshire by the Geological Survey* (Geol. Mag., Dec. 4, V, 1898, p. 488-493). — Sur la récente découverte du terrain houiller à Douvres, voir ci-dessus, p. 140-141, note 3).]

Il n'y a d'intercalations marines que dans la partie inférieure de ce terrain houiller ; vers le haut, elles deviennent rares et peu importantes et revêtent des caractères absolument littoraux ; plus haut encore, elles ont complètement disparu<sup>1</sup>. Dans son résumé d'ensemble sur ces gisements, Hull a désigné les divisions inférieures sous le nom de *Gannister beds*<sup>2</sup>.

Dans tous les bassins houillers d'Irlande, sauf celui de Bally Castle (Antrim), qui appartient à un horizon un peu plus ancien, on rencontre ces *Gannister beds*, caractérisés par la présence de fossiles marins ; on les retrouve également en Écosse et dans les divers lambeaux de l'Angleterre, puis ils passent sur le continent. Ces mêmes intercalations marines se montrent dans le terrain houiller du Nord de la France, par exemple à Auchy-au-Bois, et dans plusieurs localités de la Belgique. Dans le bassin de Charleroi, on voit dans un de ces bancs marins de nombreux *Mytilus* ayant leurs deux valves ouvertes et disposées par paires l'une à côté de l'autre. Pareil fait peut être observé sur les plages actuelles, quand la décomposition des mollusques morts a lieu sur place : les muscles ocluseurs se détachent d'abord, puis la coquille s'ouvre. Ces bancs sont donc le résultat d'un dépôt tranquille<sup>3</sup>.

Dans le bassin houiller de la Westphalie, il y a de nombreuses intercalations de bancs à coquilles ; les bancs inférieurs sont d'origine purement marine ; mais les bancs supérieurs ne renferment que le genre *Anthracosia*, dont l'origine marine est douteuse. Von Dechen a fait connaître la succession complète de ces couches<sup>4</sup>.

[1. J. W. Kirkby, *On the occurrence of Marine Fossils in the Coal-Measures of Fife* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLIV, 1888, p. 747-754) ; G. Wild, *On the Lower Coal Measures of Lancashire* (Trans. Manchester Geol. Soc., XXI, 1891, p. 364-400, 3 pl.).]

2. Hull, *Upper Limit*, etc., p. 616 et suiv.

3. Ch. Barrois, *Notice sur la faune marine du terrain houiller du bassin septentrional de la France* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., II, 1873-74, p. 223-226) ; Gosselet, *Esquisse géologique du Nord de la France*, I, in-8°, Lille, 1888, p. 149 et suiv. ; Briart et Cornet, *Notice sur la position stratigraphique des lits coquilliers dans le terrain houiller du Hainaut* (Bull. Acad. Royale de Belgique, 2<sup>e</sup> sér., XXXIII, 1872, p. 21-31) ; R. Malherbe, *Des horizons coquilliers du système houiller de Liège* (Annales Soc. Géol. de Belgique, III, 1876, p. LXVII et suiv. : il est tenu compte, dans ce mémoire, de bancs dont l'origine marine n'est pas hors de doute d'après la nature des coquilles) ; C. Blanchard et J. Smeysters décrivent les *Mytilus* ouverts, *Note sur quelques fossiles rencontrés dans le système houiller de Charleroi* (Ibid., VII, 1879-80, Mém., p. 15). [Voir aussi P. Destinez, *Sur quelques fossiles marins de l'étage houiller des environs de Liège* (Annales Soc. Géol. de Belgique, 1888, Proc.-verb., p. 87-88) ; X. Stainier, *Matériaux pour la Faune du Houiller de Belgique* (Ibid., XIX, 1892, Mém., p. 333 ; XX, 1893, Mém., p. 13 ; Bull. Soc. Belge de Géol., Bruxelles, VII, 1893, Mém., p. 135 ; IX, 1895, Mém., p. 446).]

4. H. von Dechen, *Erläuterungen zur Geologischen Karte der Rheinprovinz*, II, p. 247 et suiv. [On n'a pas relevé moins de douze intercalations marines dans les couches inférieures, dont la faune est caractérisée par *Aviculopecten papyraceus*, *Nautilus Vonderbeckei*, *Goniatites Listeri*, etc. (L. Cremer, *Die marinen Schichten in der ma-*

F. Roemer a signalé en 1863 la présence de couches marines dans le bassin houiller de la Haute-Silésie et, dès 1870, il comparait ces assises remarquables aux Gannister beds ou au « Pennystone » des bassins houillers de Coalbrook Dale et de Carluke en Angleterre. Kosmann a montré qu'elles correspondent à des horizons déterminés et peuvent rendre d'excellents services pour le repérage des veines. Les bancs coquilliers sont en partie d'origine marine, d'ailleurs littorale, sans doute, et contiennent des genres tels que *Phillipsia*, *Bellerophon* et *Productus*; d'autres, offrant les caractères de dépôts d'eau saumâtre, renferment *Anthracosia* et *Modiola*<sup>1</sup>.

Les persévérantes recherches poursuivies depuis de longues années par D. Stur sur les prolongements du bassin de la Haute-Silésie en Autriche, à Ostrau et à Karwin, ont établi les faits suivants : les dépôts houillers reposent en concordance sur le Culm, qui renferme à la fois des végétaux terrestres et des animaux marins, comme dans le Nassau. Une partie de la flore du Culm se retrouve dans l'assise inférieure des dépôts houillers et forme, conjointement avec de nouvelles espèces qui s'y ajoutent, la flore supérieure du Culm, la zone à *Sphenophyllum tenerrimum*, qui correspond aux *couches d'Ostrau*. Cette zone comprend cinq faisceaux de veines de houille ; dans les trois faisceaux inférieurs s'intercalent des couches marines, semblables à celles que F. Roemer a trouvées en Haute-Silésie. La plus épaisse de ces couches vient entre le troisième et le quatrième faisceau ; Stur suppose, lui aussi, qu'elle représente le Gannister anglais. Dans le quatrième et le cinquième faisceau, on ne rencontre plus que le genre *Modiola*, puis *Anthracosia*, représenté par de très nombreux spécimens, et enfin *Eurypterus*, *Cypris*, *Planorbis*. Le faciès marin a disparu.

Puis vient une seconde division du terrain houiller, avec une flore nouvelle, les *couches de Schatzlar* ; on n'y connaît pas d'intercalations analogues<sup>2</sup>.

*geren Parthie des westfälischen Steinkohlengebirges* (« Glückauf », Essen, XXIX, 1893, p. 879, 970, 1093).]

1. F. Roemer, *Ueber eine marine Conchylien-Fauna im produktiven Steinkohlengebirge Oberschlesiens* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XV, 1863, p. 567-606, pl. XIV-XVI) ; le même, *Geologie von Oberschlesien*, in-8°, 1870, surtout p. 94-95 ; Weiss, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXI, 1879, p. 219, etc. ; Kosmann, *Die neueren geognostischen und palæontologischen Aufschlüsse auf der Königsgrube bei Königshütte, Ober-Schlesien* (Zeitsch. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwes. im preuss. Staate, Berlin, XXVIII, 1880, p. 305, 340, cartes). [Voir aussi Th. Ebert, *Ueber ein neues Vorkommen mariner Versteinerungen in der Steinkohlenformation von Oberschlesien* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLI, 1889, p. 564-565) ; *Ueber einen neuen Auschluss in der Steinkohlenformation Oberschlesiens* (Ibid., XLII, 1890, p. 178-180).]

2. D. Stur, *Die Culm-Flora der Ostrauer und Waldenburger Schichten* (Abhandl. k. k.

Ces faits montrent que dans toute la partie centrale des États-Unis, de l'Indiana et l'Iowa à la Pennsylvanie occidentale, il se produit de fréquentes intercalations de bancs marins entre les couches de houille, et que ces intercalations ne cessent que dans les régions orientales, où, comme dans les Alleghanies, le Calcaire carbonifère sous-jacent est aussi remplacé lui-même par des grès et des schistes, ou bien quand la proximité du rivage est indiquée, comme dans le Nouveau-Brunswick, par l'apparition de marnes gypsifères. Les intercalations sont plus puissantes dans la partie inférieure du terrain houiller, et le faciès en est plus franchement marin, tandis que vers le haut les caractères littoraux s'accroissent davantage et les intercalations deviennent beaucoup moins importantes.

Il existe des intercalations d'assises marines analogues dans le terrain houiller productif de l'Écosse, de l'Irlande, de l'Angleterre, du Nord de la France, de la Belgique, de la Westphalie, de la Haute-Silésie et du Nord de la Moravie. Ici encore, les couches les plus anciennes renferment une faune incontestablement marine; des espèces littorales ou dont l'habitat est douteux, et qui peut-être étaient lacustres, comme les Anthracosies, viennent au-dessus, ou bien alternent d'abord avec cette faune marine et finissent par régner seules; mais dans les divisions plus élevées encore, ces intercalations font complètement défaut.

Malgré cette concordance apparente, les intercalations signalées en Europe et en Amérique ne sont pas de même âge. Les intercalations d'Europe, ou Gannister beds, se rattachent directement à la faune du Carbonifère inférieur; certaines espèces nouvelles s'y ajoutent, et les principaux groupes de formes pélagiques font défaut. Les bancs américains, au contraire, renferment la faune du Carbonifère supérieur, celle du calcaire à Fusulines.

Il en est autrement dans le Midi de l'Europe.

Dans les Asturies, au-dessus du Calcaire carbonifère vient, d'après Barrois, la flore du Culm, suivie d'une série de couches alternantes contenant des végétaux et des coquilles marines, qui montent jusqu'au niveau des intercalations de l'Amérique, c'est-à-dire jusqu'à l'horizon du calcaire à Fusulines, comme le prouve l'identité d'un bon nombre d'espèces<sup>1</sup>.

Geol. Reichsanst., VIII, 1877, p. 423 et suiv.). D'après Stur, les intercalations marines font ici partie d'un groupe d'assises inférieur à celui de la Westphalie et de la Belgique, qu'il rapporte au groupe de Schatzlar.

1. Barrois, *Recherches sur les terrains anciens des Asturies*, p. 582, 593, etc.

Ce qu'on observe dans les Alpes Méridionales est plus remarquable encore. En Carinthie, à l'Auernig et à la Kronalp, près de Pontafel, on peut voir alterner un grand nombre de fois des grès jaunes, contenant des débris de plantes de la flore houillère la plus élevée, et des calcaires noirs remplis de Fusulines et renfermant une faune marine qu'il faut paralléliser avec celle des intercalations du Carbonifère supérieur américain. A ces grès sont associés des banes de conglomérat quartzeux; parfois on trouve aussi, avec les empreintes végétales, quelques coquilles marines<sup>1</sup>.

La ressemblance entre ces gisements de Carinthie et ceux des bassins houillers de l'Illinois et de l'Iowa est donc complète. En Carinthie, les couches de houille sont représentées par des grès à empreintes végétales, mais il y a, de part et d'autre, alternance des deux faciès.

Dans le Sud de la Russie, sur le Donetz, il existe des couches de houille exploitables<sup>2</sup>. Certaines divergences d'opinion sub-

1. A diverses reprises, j'ai fait un long séjour aux chalets de Kühweg et de Watschig et à la cabane de l'Ofen pour étudier ces gisements. En 1879, j'ai étudié la succession des couches de la Kronalp; on voit que la petite veine de houille à *Productus*, que Stache signale aussi, est séparée de cette série de couches par une dislocation. Cette série est à un niveau plus élevé que les banes de grès jaune caractérisés par de grands échantillons de *Spirophyton*, et elle montre du grès avec conglomérat quartzeux alternant au moins quatre ou cinq fois avec du calcaire à Fusulines noir bleuâtre, Le grès renferme des débris végétaux; D. Stur a bien voulu les déterminer; ils appartiennent tous à des espèces des divisions les plus élevées du Carbonifère, par exemple *Annularia sphenophylloides* et *Pecopteris longifolia*. Il y a aussi, mais rarement, un brachiopode dans le grès. Dans le calcaire à Fusulines, au contraire, on rencontre *Phillipsia*, *Conocardium*, etc. Le fossile le plus remarquable est un gastéropode avec ornements, *Naticopsis nodosa* Meek et Worthen ou la var. *Wortheni* Barrois. — Stache a depuis longtemps reconnu le type américain de certains gisements des Alpes Méridionales; il est compréhensible qu'il les tint pour permien à l'époque où l'on avait placé trop bas la limite du Permien pour les gisements américains eux-mêmes. [Voir aussi Fr. Frech, *Die Karnischen Alpen. Ein Beitrag zur vergleichenden Gebirgs-Tektonik*, in-8°, carte en 3 f. à 1 : 75 000, Halle, 1894; G. Geyer, *Ueber die geologischen Verhältnisse im Pontafeler Abschnitt der Karnischen Alpen* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLVI, 1896, p. 127-233, carte à 1 : 75 000, pl. I); et surtout E. Schellwien, *Die Fauna des Karnischen Fusulinenkalks*, I-II (Palaeontographica, XXXIX, 1892, p. 1-56, pl. I-VIII; XLIV, 1897, p. 237-282, pl. XVII-XXIV).]

[2. Th. Tschernyschew et L. Loutouguin, *Le bassin du Donetz* (Guide des excursions, VII. Congrès Géol. Internat., 1897, n° XVI, p. 1-55, 2 cartes); Th. Tschernyschew, N. Lebedew et L. Loutouguin, *Travaux géologiques exécutés dans le bassin houiller du Donetz en 1892, 1893 et 1894* (Bull. Comité Géol., S<sup>c</sup>-Petersbourg, XII, 1893, p. 13-151; XIII, 1894, p. 117-177; XV, 1896, p. 269-325; en russe); N. Iakowlev, *Recherches géologiques faites en 1895 dans la partie septentrionale du bassin houiller du Donetz* (Ibid., XV, 1895, p. 189-199); voir aussi A. Ernst, *Die mineralischen Bodenschätze des Donezgebietes in Süd-Russland*, in-8°, 56 p., carte géol., Freiberg, 1893; P. Trasenster, *L'Industrie charbonnière et sidérurgique de la Russie Méridionale* (Revue Univ. des Mines, Liège, XXXIV, 1896, p. 1-53, 172-230); A. Monseu, *Le bassin houiller du Donetz, Notes d'excursion* (Ibid., XXXVII, 1897, p. 159-204, 227-289); A. Macco, *Die*

sistent encore quant à la succession des assises dans l'aire principale d'affleurement du terrain carbonifère; et c'est seulement pour le bord septentrional du bassin, vers Kalouga, Toula et au sud de Riazan, que les travaux d'A. Struve ont éclairé la question<sup>1</sup>.

Il convient toutefois de rappeler, avant d'aborder ce sujet, que des effets bien différents peuvent être produits par la même cause selon qu'il s'agit du voisinage de la côte ou d'un point situé à une grande distance de celle-ci. Si, dans le voisinage de la terre ferme, les dépôts détritiques peuvent acquérir une épaisseur assez grande pour s'élever presque jusqu'à la surface de la mer, plus au large, on ne doit pas s'attendre à trouver une aussi puissante accumulation de sédiments, mais seulement un dépôt calcaire très mince. Il se peut, en outre, qu'un déplacement positif assez faible pour que l'accroissement des dépôts détritiques soit en état de le contrebalancer, donne lieu à la formation d'un territoire marécageux gagnant de plus en plus sur l'intérieur des terres et avançant aussi du côté de la mer, tandis qu'en même temps, vers le large, la profondeur de la mer ne fait qu'augmenter sous l'influence de ce déplacement positif.

Au sud de Moscou, nous retrouvons le calcaire à Fusulines, mais sans intercalations de veines de houille ou de couches à empreintes végétales<sup>2</sup>. Au-dessous se montre un calcaire marin

*Excursion des VII. internationalen Geologen-Congresses nach dem Donetzbecken* (Zeitschr. f. prakt. Geol., [VI], 1898, p. 127-135). — Le bassin du Donetz, où l'étude détaillée de la série houillère a permis aux géologues russes de distinguer 88 couches, réparties entre 16 sous-étages et remarquables par leur continuité géographique autant que par la constance de leurs caractères paléontologiques, semble devoir fournir le type le plus complet, en Europe, du système carbonifère; l'intercalation, au milieu de faunes marines fort riches, de plusieurs horizons contenant les restes d'une flore terrestre abondante lui donne en tout cas un très grand intérêt.]

1. A. Struve, *Ueber die Schichtenfolge in den Carbonablagerungen im südlichen Theil des Moskauer Kohlenbeckens* (Mém. Acad. Imp. Sc. St.-Petersbourg, 7<sup>e</sup> sér., XXXIV, n° 6, 1886, 107 p., carte). La séparation extrêmement importante des couches à *Spirifer mosquensis* (calcaire à Fusulines) de celles à *Productus giganteus* (calcaire carbonifère supérieur) a été également indiquée par de Koninck (Bull. Mus. Royal d'Hist. Nat. de Belgique, II, 1883, p. 371 et suiv.). Struve cite dans les couches les plus profondes du calcaire carbonifère de Russie plusieurs espèces du groupe américain de Kinderhook. Sur la flore houillère de Russie, voir D. Star, *Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst.*, 1878, p. 219-224. [Voir aussi Tschernyshev, *Note sur le rapport des dépôts carbonifères russes avec ceux de l'Europe Occidentale* (Annales Soc. Géol. du Nord, XVII, 1890, p. 201-210).]

[2. S. Nikitin, *Note sur le calcaire carbonifère du bassin de Moscou* (Bull. Comité Géol. S<sup>t</sup>-Petersbourg, IX, 1890, p. 27-40); *Dépôts carbonifères et puits artésiens dans la région de Moscou* (Mém. Comité Géol., V, n° 5, 182 p., 3 pl., 1890); *Carte géologique générale de la Russie. Feuille 57. Moscou, Kortschewa, Iouriév, Borovsk, Iégoriévsk* (Ibid., V, n° 1, 301 p., 2 cartes, 1890); M. Tzvetacv, *Céphalopodes de la Section supérieure du Calcaire carbonifère de la Russie Centrale* (Ibid., V, n° 3, 58 p., 6 pl., 1888), et *Nautiloidea et Ammonoidea de la Section inférieure du Calcaire carbonifère de la Russie Centrale* (Ibid., VIII, n° 4, 46 p., 6 pl., 1898). — En russe, avec résumés en français.]

à *Productus giganteus*, représentant le niveau le plus élevé du Calcaire carbonifère. Vers la base, cet étage marin présente à deux reprises des bancs de calcaire renfermant des *Stigmaria*, et passant par places à du sable et à de l'argile avec de petits lits de houille. C'est au-dessous de ces assises que se trouvent les couches exploitables, et au-dessous de celles-ci reviennent des bancs marins calcaires renfermant à la partie inférieure, comme nous l'avons déjà vu, quelques fossiles du groupe de Kinderhook, dans l'Illinois.

La Russie n'est donc pas non plus dépourvue de cette alternance de bancs marins et de couches de houille. Mais cette alternance n'est pas aussi fréquemment répétée; elle ne se produit que dans les horizons inférieurs, bien au-dessous du calcaire à Fusulines<sup>1</sup>.

Il résulte de ces données que ce mode d'alternance est très caractéristique pour les couches de houille du terrain carbonifère. On l'observe en effet dans le Calciferous sandstone de Fife, au-dessous du Calcaire carbonifère; puis dans les Gannister beds, au-dessus du Calcaire carbonifère, de l'Angleterre à la Moravie; enfin dans l'horizon carbonifère supérieur du calcaire à Fusulines, aux États-Unis, peut-être en Espagne, et certainement en Carinthie, où les couches de houille sont d'ailleurs remplacées par des grès à empreintes végétales.

À une grande distance des régions dont nous nous occupons ici, dans les bassins houillers du Nord de la Chine, Richthofen a rencontré les mêmes intercalations de bancs marins, et, là aussi, l'argile détritique de la série houillère recouvre en stratification transgressive le Calcaire carbonifère, dont la surface présente des cavités dans lesquelles pénètre l'argile, comme dans l'Iowa; dans le Sud de la Chine, au contraire, les couches marines du Carbonifère supérieur succèdent directement au terrain houiller<sup>2</sup>.

Quoique des milliers d'hommes travaillent jour et nuit dans les mines de charbon, et que des observateurs nombreux et habiles soient amenés par leurs fonctions à s'occuper de ces dépôts toute leur vie durant, le mode de formation des couches de houille n'a cependant pas encore pu être élucidé d'une manière absolument satisfaisante.

En Angleterre, certains géologues, on l'a déjà vu, considèrent

[1. Sauf dans le bassin du Donetz, où les couches de houille des horizons supérieurs sont d'ailleurs trop minces ou de trop mauvaise qualité pour être exploitées (Tschernyschew et Loutouguin, Mém. cité.)]

2. F. von Richthofen, *China*, II, p. 204, 717, 782, etc.; p. 203, figure montrant la pénétration de l'argile carbonifère dans les cavités du calcaire sous-jacent. Voir ci-dessus, p. 390, note 3.]

les lits argileux à *Stigmara* comme représentant le sol de forêts marécageuses, qui allaient peut-être en s'accroissant du côté de la mer comme nos forêts actuelles de palétuviers; ils regardent les *Stigmara* comme des racines<sup>1</sup> et insistent sur la présence des troncs verticaux, ayant 3 à 4 mètres de hauteur ou même davantage, qu'on peut voir çà et là dans les banes de grès qui surmontent les couches de houille<sup>2</sup>. Ces couches elles-mêmes se seraient dès lors formées sur place, en s'étalant au pied des troncs et sur le laeis des racines, à peu près comme s'accumulent aujourd'hui dans une forêt les branches et les feuilles mortes<sup>3</sup>.

Mais les troncs verticaux prouvent que le grès n'a pu se déposer

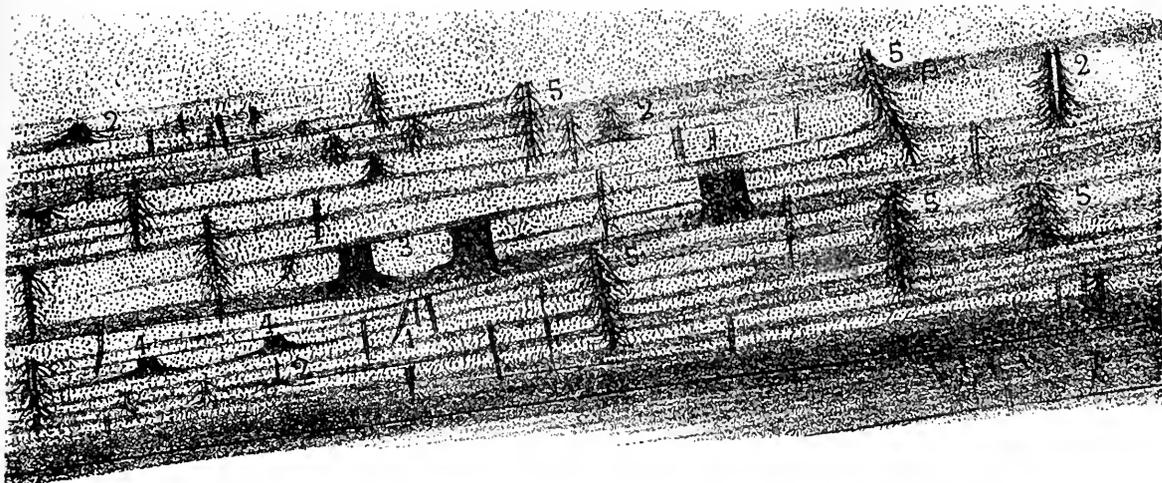


FIG. 76. — Forêt fossile de l'époque carbonifère; Au Trève, près Saint-Étienne, d'après Grand'Eury. Hauteur verticale : environ 12 m.

1. *Calamites*; 2. *Psaronius*; 3. *Sigillaria*; 4. *Cordaïtes*; 5. *Calamodendron*.

lentement. Nous aurons plus tard l'occasion de constater que, sur les bords de la mer du Nord, il existe des tourbières situées à quelques pieds en contre-bas du niveau de la mer, et où des souches d'arbres font saillie; nous apprendrons en outre que les dunes de

[1. H. Potonié, *Eine gewöhnliche Art der Erhaltung von Stigmara als Beweis für die Autochthonie von Carbonpflanzen* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLV, 1893, p. 97-102); G. Schmitz, *Le mur des couches de houille et sa flore* (Annales Soc. Géol. de Belgique, Liège, XXII, 1894-95, Mém., p. 13.).]

[2. J. Gosselet, *Note sur des troncs d'arbres verticaux dans le terrain houiller de Lens* (Annales Soc. Géol. du Nord, XXIII, 1895, p. 171-183); G. Schmitz, *Un banc à troncs debout aux Charbonnages du Grand-Bac, Sclessin, Liège* (Bull. Acad. Royale de Belgique, 3<sup>e</sup> sér., XXXI, 1896, p. 260-266, 1 pl.), et *Découverte de troncs debout dans un Charbonnage, Bois d'Avray, Ougrée, Liège* (Annales Soc. Géol. de Belgique, Liège, XXIII, 1896, p. XLVII.).]

[3. Grand'Eury, *Forêt fossile de Calamites Suckowii* (C. R. Acad. Sc., CXXIV, 1897, p. 1333-1336).]

sable, en pénétrant dans l'intérieur des terres, déterminent un tassement qui amène la tourbe au-dessous du niveau de la mer, et qu'on peut voir dans ce sable des dunes, aussi longtemps qu'il repose sur la tourbe, les troncs verticaux ou inclinés des forêts ensevelies. Les naturalistes du *Challenger* ont trouvé aux Bermudes de ces forêts ensevelies par le vent : les arbres sont enfouis dans un sable fin, calcaire, et ce sable durcit sous la forme d'une roche friable, qui enveloppe les troncs restés debout. Des oscillations lentes de la ligne des rivages ne produiraient jamais rien de pareil ; les troncs pourriraient et disparaîtraient<sup>1</sup>. Dans certains cas, il est vrai, on a cherché à expliquer le phénomène en supposant que les troncs envoyaient latéralement de nouvelles racines au fur et à mesure que les sédiments s'accumulaient ; mais, même en admettant cette hypothèse, toute l'épaisseur du dépôt aurait dû s'amasser pendant la durée de la vie de ces arbres. Les coupes des carrières à ciel ouvert de Saint-Étienne publiées par Grand'Eury donnent une bonne idée de la façon dont la végétation a suivi la sédimentation, et montrent comment de nouveaux individus apparaissent sans cesse dans les banes successifs. Toutefois, Grand'Eury insiste sur le fait que chaque groupe important d'arbres ou de racines est tranché vers le haut par une « dessolarde », c'est-à-dire par une surface coupée comme avec des ciseaux, au-dessus de laquelle commence la couche suivante. Malgré la netteté apparente qu'offre dans le bassin de la Loire la succession des forêts, la considération des surfaces coupées et surtout une étude approfondie de la marche de la décomposition des végétaux ont néanmoins amené Grand'Eury à penser que les couches de houille n'ont pas pris naissance sur place, mais qu'elles représentent les débris de végétaux morts, entraînés par les eaux courantes et entassés les uns sur les autres<sup>2</sup>.

Revenons maintenant à la fig. 75, p. 391, qui représente la pénétration des sédiments carbonifères dans une cavité du calcaire dévonien. Il s'y est déposé de l'argile contenant des dents de poissons et, par-dessus, un petit lit de houille ; mais ce lit de houille n'a pu

1. Thomson and Murray, *Challenger, Narrative*, I, p. 141, fig. 55 ; p. 142, fig. 56. On a supposé que les troncs se seraient dressés verticalement en flottant, puis qu'ils se seraient enfoncés verticalement dans les sédiments ; mais cela n'est guère admissible quand il s'agit de forêts entières ; H. Fayol, *Sur l'origine des troncs d'arbres fossiles perpendiculaires aux strates du terrain houiller* (C. R. Acad. Sc., XCIII, 1881, p. 160-163) [et *Études sur le terrain houiller de Commentry*, 1<sup>re</sup> partie, p. 190-232, pl. XIV-XVI].

2. F. C. Grand'Eury, *Flore carbonifère du département de la Loire et du Centre de la France*, in-4°, Paris, 1877, atlas, pl. XXXIV (Mém. présentés par divers savants à l'Acad. des Sc., extr. du t. XXIV) ; *Mémoire sur la formation de la houille* (Annales des Mines, 8<sup>e</sup> sér., I, 1882, Mém., p. 99-292, pl. : Dessolarde, pl. III, fig. 6).

évidemment se former que si toute la cavité a été remplie d'une eau chargée de limon, dans laquelle flottaient des débris de végétaux à demi décomposés qui sont venus se rassembler au sommet de la cavité.

On a également constaté que, dans les couches de houille de l'Illinois, le mur d'argile fait souvent défaut, et que la houille est directement superposée à des schistes ou à du calcaire : on doit alors admettre qu'il y a eu transport de matières végétales venant d'ailleurs, et nous savons que ces couches de houille passent, du côté du Nebraska, à des couches d'argile schisteuse dans lesquelles on ne trouve plus que des débris de végétaux isolés et dispersés dans la roche<sup>1</sup>.

Il paraît incontestable que les couches épaisses peuvent se dédoubler, et que des coins de roche stérile s'intercalent alors en prenant une importance croissante entre les lits désormais distincts qui les remplacent.

L'Angleterre en fournit de multiples exemples. Beete Jukes a montré que, dans le Sud du Staffordshire, la grande couche de 25 pieds d'épaisseur [7 à 8 m.] se divise au nord en neuf veines, de telle façon que la somme des épaisseurs des veines et des bancs intermédiaires monte à 390 pieds [120 m. environ]. Une couche d'argile intermédiaire, d'abord fort mince, se rentle à la distance d'un mille anglais [1 609 m.] en un coin stérile de 128 pieds [40 m. environ]<sup>2</sup>.

La grande couche de Commentry (Allier) se dédouble, d'après Fayol, en six veines plus petites qui vont en s'écartant de plus en plus (fig. 77, 78)<sup>3</sup>.

Aux États-Unis, ce sujet a donné lieu à de longues discussions. Après qu'Andrews se fut prononcé pour la constance et l'uniformité d'extension des veines de houille, Newberry et Stevenson ont montré qu'en réalité certaines couches puissantes, grâce à l'épaississement des assises intermédiaires, sont partagées vers le centre du bassin en plusieurs veines, quelquefois séparées par des épaisseurs assez notables. A l'époque des « Upper Coal Measures », c'est-à-dire lors de la formation des principales couches de houille, la région orientale de l'Amérique du Nord devait être déjà divisée

1. A. H. Worthen, *Geological Survey of Illinois*, 1, 1866, p. 70.

2. J. Beete Jukes, *The South Staffordshire Coalfield*, 2<sup>e</sup> éd., in-8°, London, 1839, p. 87.

3. A. de Lapparent, *Traité de Géologie*, 2<sup>e</sup> éd., in-8°, Paris, 1883, p. 841. [Pour une étude détaillée de la « Grande Couche » de Commentry, voir Fayol. Ouvr. cité, p. 143-158, pl. X, XVI1.]

par l'anticlinal de Cincinnati (I. p. 747) en deux bassins<sup>1</sup> qui se réunissaient au S.W. de sorte que l'Ohio, la Pennsylvanie et la Virginie Occidentale<sup>2</sup> présentent une certaine indépendance vis-à-vis de l'Iowa, de l'Illinois et des États de l'Ouest<sup>3</sup>, malgré les caractères d'ailleurs si concordants des intercalations marines. C'est du côté des parties profondes de ces deux bassins que semble s'effectuer le dédoublement de quelques-unes des grandes couches. « Je suis forcé de croire, dit Stevenson, que toutes les veines du groupe supérieur ne sont que des apophyses (*off-shoots*) d'une seule et unique formation marécageuse, qui s'est poursuivie sans interrup-

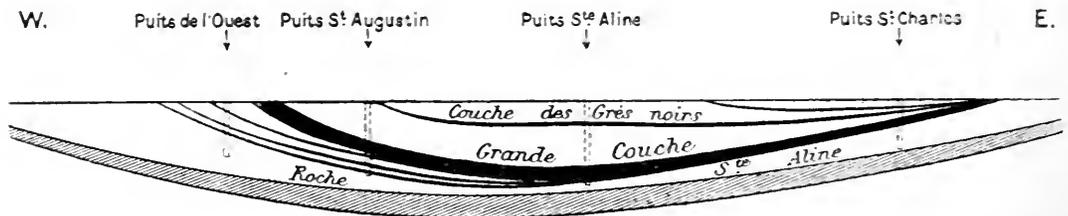


FIG. 77. — Dédoublement de la « Grande Couche » du bassin houiller de Conmentry, d'après H. Fayol (*Bulletin de la Société de l'Industrie minière*, Saint-Étienne, 2<sup>e</sup> sér., XV, 1886, Atlas, pl. II, fig. 7. — Échelle de 1 : 20 000 (hauteurs et longueurs).

tion depuis le commencement jusqu'à la fin de cette période et qui, dans son complet développement, représente la grande couche

[1. A. F. Foerste, *The Age of the Cincinnati Anticlinal* (Amer. Geologist, VII, 1891, p. 97-109).]

[2. Principales publications récentes sur le bassin houiller des Appalaches : E. V. d'Inwilliers, *Report on the Pittsburgh Coal Region* (Geol. Survey of Pennsylvania, Ann. Report, 1886, pt. 1, p. 1-372, 3 pl., carte géol., 1887) ; I. C. White, *Stratigraphy of the Bituminous Coal-Field of Pennsylvania, Ohio and West Virginia* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 65, 212 p., 11 pl. et cartes, 1891) ; M. R. Campbell, *Geology of the Big Stone Gap Coal Field of Virginia and Kentucky* (Ibid., n° 111, 106 p., 6 pl., 1893) ; J. D. Weeks, *The Potomac and Roaring Creek Coal Fields in West Virginia* (14<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1892-93, pt. II, 1894, p. 567-590, pl. LXXIII-LXXIV) ; Ed. Orton, *The Coal Fields of Ohio* (Ohio Geol. Survey, VII, 1894, p. 253-290) ; A. D. W. Smith, J. P. Lesley and E. V. D'Inwilliers, *The Carboniferous System of Pennsylvania* (Final Report Geol. Survey of Pennsylvania, III, pts. 1-2, 1895, p. 1629-2588, pl. 205-595).]

[3. Sur les régions houillères situées à l'ouest du Mississipi, voir H. F. Bain and A. G. Leonard, *The Middle Coal Measures of the Western Interior Coal Field* (Journ. of Geol., VI, 1898, p. 577-588). Pour l'Iowa, voir ci-dessus, p. 390, note 2. — Pour le Missouri, voir A. Winslow, *A Preliminary Report on the Coal Deposits of Missouri* (Missouri Geol. Survey, 1891, p. 1-226, 131 fig., carte géol.) ; *The Missouri Coal Measures and the Conditions of their Deposition* (Bull. Geol. Soc. of America, III, 1892, p. 109-121, carte) ; G. C. Broadhead, *Coal Measures of Missouri* (Missouri Geol. Survey, VIII, 1895, p. 355-395) ; D. White, *Flora of the Outlying Carboniferous Basins of Southwestern Missouri* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 98, 1893, 139 p., 5 pl.), et *Age of the Lower Coals of Henry County, Missouri* (Bull. Geol. Soc. of America, VIII, 1897, p. 287-304). — Pour l'Arkansas, voir A. Winslow, *A Preliminary Report on a Portion of the Coal Region of Arkansas* (Ark. Geol. Survey, Ann. Rep. 1888, vol. III, p. 1-92, carte) ; J. P. Smith, *The*

connue sous le nom de couche de Pittsburg<sup>1</sup>. Pendant tout le temps de la formation du groupe houiller supérieur, il se produisait un affaissement régulier (mouvement positif), interrompu par des périodes de repos plus ou moins longues. Quand il y avait affaissement, le marécage s'avancait en s'élevant sur les bords du bassin, dans la mesure où le permettaient les conditions déterminant son existence. Pendant les phases de repos, il se formait des deltas, et le marais s'étalait du côté de la mer sur la terre nouvellement formée<sup>2</sup>. »

C'est ainsi que se différencient peu à peu les trois éléments

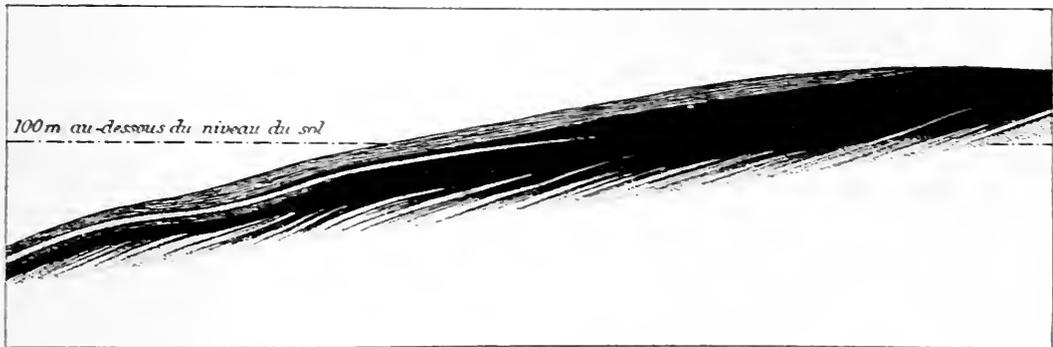


FIG. 78. — Détail des ramifications de la « Grande Couche » de Commentry au Puits Saint-Augustin, d'après H. Fayol (Mém. cité, Atlas, pl. X, fig. 3). — Échelle de 1 : 3 200.

qui entrent dans la constitution du terrain houiller, c'est-à-dire :  
1<sup>o</sup>, les couches marines, en général à l'état de bancs calcaires, par-

*Arkansas Coal Measures in their Relation to the Pacific Carboniferous Province* (Journ. of Geol., II, 1894, p. 187-204); J. C. Branner, *Thickness of the Paleozoic Sediments in Arkansas* (Amer. Journ. Sc., 4<sup>th</sup> Ser., II, 1896, p. 229-236, carte géol.); G. H. Ashley, *Geology of the Paleozoic Area of Arkansas South of the Novaculite Region* (Proc. Amer. Phil. Soc., XXXVI, 1897, p. 217-318, 37 fig.); C. R. Keyes, *Probable Stratigraphical Equivalents of the Coal Measures of Arkansas* (Journ. of Geol., VI, 1898, p. 356-365). — Pour le Kansas, voir C. R. Keyes, *Stratigraphy of the Kansas Coal Measures* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., L, 1895, p. 239-243); C. S. Prosser, *The Classification of the Upper Paleozoic Rocks of Central Kansas* (Journ. of Geol., III, 1895, p. 682-705, 764-800); E. Harworth, *Stratigraphy of the Kansas Coal Measures* (Kansas Univ. Quarterly, III, 1895, p. 271-290, pl. XX; Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., L, 1895, p. 452-466); *Résumé of the Stratigraphy and Correlations of the Carboniferous Formations* (Univ. Geol. Survey of Kansas, I, 1896, p. 143-194, pl. XXII); *The Coalfields of Kansas* (Ibid., p. 218-231). — Pour le Territoire Indien, voir H. M. Chance, *Coal Measures of the Indian Territory* (Amer. Geologist, VI, 1890, p. 238-240); J. J. Stevenson, *Notes on the Geology of Indian Territory* (Trans. New York Acad. Sc., XV, 1895, p. 50-61); N. F. Drake, *A Geological Reconnaissance of the Coalfields of the Indian Territory* (Proc. Amer. Phil. Soc., XXXVI, 1898, p. 326-419, 9 pl.).

[1. I. C. White, *The Pittsburg Coal Bed* (Amer. Geologist, XXI, 1898, p. 49-60).]  
2. E. B. Andrews, *Some Conclusions, Theoretical and Practical* (Report of the Geol. Survey of Ohio, I, in-8°, Columbus, 1873, p. 345-364), et *On the Parallelism of Coal-Seams* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., VIII, 1874, p. 56-59); J. S. Newberry, *On the Parallelism of Coal Seams* (Ibid., 3<sup>d</sup> Ser., VII, 1874, p. 367-369); J. J. Stevenson, *The Upper*

fois de schistes, les premiers étant d'épaisseur médiocre et très continus; leur formation représente un dépôt progressif et lent; 2°, les couches de grès ou d'argile schisteuse, qui, de l'état de simples joints de stratification, ayant la minceur d'une feuille de papier, se renflent en masses puissantes en forme de coin; elles portent parfois les marques d'une accumulation rapide : stratification oblique, présence de poches avec un remplissage de sable, etc.; enfin 3°, les couches de houille, souvent épaisses près du rivage et se dédoublant du côté de la mer grâce au renflement des intervalles stériles dont on vient de parler.

Depuis longtemps déjà, Naumann a distingué avec raison les veines *limniques* et les veines *paraliques*, c'est-à-dire celles qui indiquent un milieu palustre et celles qui trahissent la présence de la mer. Naumann avait même déjà reconnu que, dans les régions paraliques, les couches sont ordinairement nombreuses, mais peu épaisses <sup>1</sup>. De même Gümbel distingue des veines *autochtones*, c'est-à-dire formées sur place, et des veines *allochtones*, provenant du flottage de détritits végétaux <sup>2</sup>.

Nous admettons donc, comme l'indiquent ces observations sur le dédoublement des veines, qu'une couche limnique épaisse peut se dédoubler en un certain nombre de veines paraliques, ces dernières étant en tout cas allochtones. Les couches remarquablement continues qui, dans le Centre des États-Unis, alternent un grand nombre de fois avec des dépôts marins, rentrent dans la catégorie des formations paraliques allochtones. C'est aux recherches futures de décider si réellement, comme le pense Grand'Eury, dont l'opinion est partagée par De Saporta <sup>3</sup>, les veines limniques résultent

*Coal Measures West of the Alleghany Mountains* (Ann. Lyc. Nat. Hist., New York, X, 1873, p. 226-232) et *Notes on the Coals of the Kanawha Valley, West Virginia* (Ibid., p. 271-277, pl. XII); le même : *On the alleged Parallelism of Coal Beds* (Proc. Amer. Phil. Soc., Philadelphia, XIV, 1874, p. 283-295). [Voir aussi C. R. Keyes, *The Nature of Coal Horizons* (Journ. of Geol., II, 1894, p. 178-186.) En Amérique, la question a vivement préoccupé jadis d'éminents géologues; Rogers soutenait le dédoublement des couches, Lesquereux leur formation sur place, ce qui, cela va sans dire, rendrait le dédoublement invraisemblable au plus haut degré.

1. C. F. Naumann, *Lehrbuch der Geognosie*, 2. Aufl., in-8°, Leipzig, 1862, II, p. 584.

2. C. W. von Gümbel, *Beiträge zur Kenntniss der Texturverhältnisse der Mineralkohlen* (Sitzungsber. Akad. Wiss. München, 1883, p. 111-206, pl.). [Voir aussi H. Potonié, *Ueber Autochthonie von Carbonkohlen-Flötzen und des Senftenberger Braunkohlen-Flötzes* (Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst., XVI, 1895, p. 1-31, pl. III, IV, 1896).]

3. G. de Saporta, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., V, 1876-77, p. 383. [Voir aussi les mémoires de C. Grand'Eury cités p. 387, note 3, et son ouvrage *Géologie et Paléontologie du bassin houiller du Gard*, in-4°, 354 p., atlas de 22 pl. et carte géol., St-Étienne, 1890; résumé par J. Bergeron, Annuaire Géol. Univ., VIII, 1891, p. 187-194; R. Zeiller, *La Géologie et la Paléontologie du bassin houiller du Gard*, de M. Grand'Eury

aussi de l'accumulation des détritits végétaux dans des lagunes peu profondes et mal délimitées, sous l'influence des précipitations atmosphériques particulièrement abondantes qui auraient caractérisé cette époque, ou si au contraire il existe également des couches autochtones, constituées aux dépens des végétaux dont les racines sont restées en place.

Il est certain qu'à l'époque houillère les continents, très humides, étaient couverts d'une végétation épaisse et luxuriante. Les matelas flottants de plantes du Nil et des lacs mexicains donnent une idée du développement que peut atteindre la végétation dans l'eau douce sous un climat chaud. Lorsque Cameron, en 1874, eut trouvé dans le Loukougua le déversoir du lac Tanganyka, il descendit le fleuve sur quelques milles de longueur jusqu'à ce que les massifs de plantes flottantes rendissent sa marche en avant impossible. Le lac montait, et en 1876, Stanley put recueillir partout, à cet égard, des témoignages concluants. A Oudjidji, des palmiers qui en 1871 se trouvaient sur le bord du lac étaient alors à 100 pieds [30 m.] au large. « Tout le pays sera encore submergé et rien ne restera que les sommets des montagnes », disait l'un des chefs indigènes. Stanley s'embarqua sur le Loualaba, et put observer le rétrécissement progressif de la rivière par une forêt de plantes flottantes qui, allongées contre les deux rives, tendaient à se rapprocher et finissaient par se rejoindre en circonscrivant une eau tranquille et stagnante. La profondeur de l'eau contre cette espèce de muraille transversale, bordée de roselières, était de 7 à 11 pieds [2 à 3 m.]; Stanley avança de 20 mètres à travers les roseaux et trouva de la vase impraticable, noire comme de la poix et fourmillant de vie animale. Il prédit le débordement : « Alors, écrit-il, les eaux accumulées de plus de cent rivières, se précipitant dans l'ancienne brèche avec la violence d'un cataclisme, entraîneront tous les débris organiques que renferme aujourd'hui le Loukougua. » Le débordement prévu commença dès 1878. Peu de temps après, le missionnaire Hore descendit le courant, extrêmement rapide, du Loukougua devenu libre. Lorsque Lenz, en 1886, visita le Tanganyka, le lac avait baissé de 15 pieds [4<sup>m</sup>.50]. Entre

(Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIX, 1890-91, p. 679-690). — Pour divers exemples confirmant les idées de M. Fayol sur la formation de la houille par transport dans les deltas lacustres, voir J. Bergeron, *Note sur les bassins houillers de Graissessac et de Decizeville* (Ibid., XVI, 1887-88, p. 1032-1045); Busquet, *Note sur les phénomènes de sédimentation observés dans le bassin houiller de Decize* (Ibid., p. 1005-1011, pl. XXXVI); Nougarede, *Formation houillère d'Épinac* (Ibid., p. 1011-1018).]

Oudjidji et le lac, ainsi que sur beaucoup d'autres points, on voyait les terrasses de l'ancien rivage mis à sec<sup>1</sup>.

Dans la mer des Antilles, Agassiz a rencontré à 10 ou 15 milles de la côte [18 à 27 kilom.], et jusqu'à plus de 1 000 brasses [1 800 m.] de profondeur, des feuilles, des morceaux de canne à sucre et des fragments de plantes décomposées, et sur les côtes de certaines îles de la Polynésie, les dragues du Challenger ont quelquefois rapporté, par des fonds de plus de 1 400 brasses [2 500 m.], des feuilles ou des branches isolées. La dispersion sur de grandes surfaces de végétaux décomposés, en assez grande quantité pour pouvoir former les couches de houille, n'en reste pas moins un phénomène extrêmement singulier.

En somme, au point de vue des questions traitées dans cet ouvrage, il est clair, d'après ce qui vient d'être dit, qu'on ne saurait admettre qu'à chaque intercalation marine survenant au milieu de couches paraliques correspond une oscillation du rivage. Le dédoublement des couches limniques est nettement contraire à une pareille hypothèse. On ne peut considérer l'oscillation comme démontrée que quand des couches certainement autochtones alternent avec des bancs marins, ou bien lorsqu'il y a submersion littorale sur une grande étendue.

Dans les régions où les veines paraliques alternent souvent avec des couches marines, comme dans l'Illinois, et se transforment peu à peu en couches de détritiques végétaux non exploitables, elles se rapprochent de plus en plus par leurs caractères des joints argileux d'origine détritique qui souvent, superposés au nombre de plusieurs centaines, partagent en couches distinctes les terrains calcaires. Comme on connaît des formations paraliques de ce genre aussi bien au-dessous de la grande masse du Calcaire carbonifère stratifié qu'au-dessus, on peut se demander si les petits lits argileux qui déterminent la stratification du Calcaire carbonifère lui-même ne pourraient pas avoir une origine analogue?

Les phénomènes dont nous étudions ici les traces ont été très tranquilles et ont duré pendant des périodes extraordinairement longues. Cependant il est incontestable qu'avec le milieu de

1. H. M. Stanley, *A travers le continent mystérieux*, édition française, Paris, in-8°, 1878, II, chap. I et II; O. Lenz, *Brief* (Mittheil. k. k. Geogr. Ges. Wien, XXX, 1887, p. 98). [Sur les fluctuations de niveau du lac Tanganyka et l'histoire du Loukougua, voir R. Sieger, *Schwankungen der innerafrikanischen Seen* (XIII. Bericht Ver. d. Geographen Univers. Wien, 1887, p. 44; Globus, LXII, 1892, p. 321); E. C. Horc, *Tanganyika. Eleven Years in Central Africa*, in-8°, London, 1892, et Proc. R. Geogr. Soc. London, 1889, p. 581 et suiv., carte; P. Daull, *Mouvement Géogr.*, 1899, n° 43.]

l'époque houillère ont coïncidé non seulement la surrection d'un certain nombre de grandes chaînes plissées, mais encore leur arasement et la transgression de nouvelles couches de houille sur les tranches des plis dans lesquels les veines plus anciennes avaient été pincées. C'est le cas non seulement en Europe, mais très probablement aussi dans la Nouvelle-Écosse<sup>1</sup>. En Chine, les plis du Tsin-ling Chan affectent le Calcaire carbonifère, mais sur leurs tranches nivelées Richthofen a rencontré, en discordance et à une grande hauteur, des couches de charbon appartenant au terrain houiller.

3. **Le terrain permien.** — Il est difficile de se faire une idée de la longueur de temps extraordinaire qu'ont dû exiger pour s'accomplir les plissements et les érosions de la période carbonifère. L'importance de ces transformations apparaît beaucoup plus manifeste encore si l'on tient compte du terrain permien, pendant le dépôt duquel nous voyons la mer revenir occuper des régions qu'elle avait quittées.

Considérons la Bohême.

Dans le bassin de la Basse-Silésie et de la Bohême, d'après les recherches de Schütze, la série complète des couches est représentée, du Culm au Rothliegende. On y a distingué cinq flores successives, reliées d'ailleurs par quelques espèces. Dans le faisceau inférieur de Waldenburg, qui se place à peu près sur l'horizon des intercalations marines de la Haute-Silésie, il y a des poissons, des *Estheria* et peut-être une *Modiola*; c'est à peine si on peut considérer ce mollusque comme une trace des Gannister beds, dont l'extension est si générale ailleurs. Beaucoup de conglomérats sont intercalés dans ces banes<sup>2</sup>.

Dans le centre de la Bohême, jusqu'au delà de Pilsen et de Nierschan, le Carbonifère repose en couches horizontales discor-

1. J. W. Dawson, *On the Upper Coal-Formation of Eastern Nova-Scotia and Prince Edward Island in its Relation to the Permian* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXX, 1874, p. 209-219). [Il en est de même dans les hautes chaînes de l'Asie centrale, où tous les termes de la série carbonifère et l'étage d'Artinsk sont représentés, d'après les recherches de Stoliczka et de C. Bogdanovitch (Ed. Suess, *Beiträge zur Stratigraphie Centralasiens*, Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, LXI, 1894, p. 437-439 et 451-458). Dans le Kouen-Lun occidental, une discordance très tranchée (*Tibetanische Transgression*, Bogdanovitch) sépare les « Productus shales » des assises antérieures.]

2. A. Schütze, *Geognostische Darstellung des Niederschlesisch-Böhmischen Steinkohlenbeckens* (Abhandl. z. Geol. Specialkarte v. Preussen, III, Heft 4, 1882, p. 19). [Voir aussi K. A. Weithofer, *Der Schatzlar-Schwadowitzer Muldenflügel des niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbeckens* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLVII, 1897, p. 455-478, pl. XIII, XIV).]

dantes sur les tranches du terrain silurien. Ce terrain était déjà affaissé, avec les étages du Dévonien qui l'accompagnent, et probablement déjà complètement séparé des autres territoires siluriens et dévoniens, lorsque les couches de houille carbonifère se sont formées à sa surface. Il y a là, comme on l'a vu, quelques couches inférieures, se moulant parfois très exactement sur les légères inégalités des terrains anciens auxquels elles sont superposées, puis une grande épaisseur de dépôts détritiques stériles et enfin, au sommet, les couches du toit, qui appartiennent peut-être déjà au Permien inférieur, et le grès du Rothliegende<sup>1</sup>.

Le revêtement houiller du centre de la Bohême s'enfonce au N.W. sous le Rothliegende, et on ne voit pas son extrémité. Mais au S.E., il se montre découpé par l'érosion en lambeaux plus ou moins vastes et a été détruit sur des espaces considérables.

Mais cette transgression limnique du Carbonifère s'est étendue de plus en plus loin sur la Bohême, remplissant d'abord les creux, puis nivelant peu à peu le pays dans l'intervalle. C'est pourquoi l'on voit des lambeaux isolés de terrain houiller supérieur conservés le long des fractures marginales, du côté de la Moravie et de la Bavière, tandis que la dénudation les a fait complètement disparaître des hauteurs du massif bohémien. La même transgression s'est continuée pendant la formation des dernières couches de houille et celle du Rothliegende. Aussi y-a-t-il encore un petit bassin isolé de houille permienne à Budweis, en pleine région archéenne, et les restes de la couverture dénudée du Rothliegende affleurent le long des fractures marginales au S.W. jusqu'à Ratisbonne et au S.E. jusqu'à Zöbing près de Krems.

Mais la mer n'a pas suivi ces transgressions. Elles rappellent d'une manière frappante le phénomène signalé par Stevenson en Pennsylvanie, le relèvement des bords du marais de Pittsburg pendant les phases marines positives. Il m'est également difficile de comprendre le progrès de ces transgressions limniques sans un relèvement concomitant du rivage<sup>2</sup>. Elles se traduisent partout dans l'Europe centrale, d'abord par la formation des couches supérieures du terrain houiller (faisceau de Radowenz ou faisceau supérieur d'Ottweiler), puis par celle des faisceaux permien et

[1. K. A. Weithofer, *Zur Frage der gegenseitigen Altersverhältnisse der mittel- und nordböhmischen Carbon- und Permablagerungen* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, CVII, Abth. 1, 1898, p. 53-73).]

[2. Cette idée a été développée par M. Bertrand dans sa note *Sur les bassins houillers du Plateau Central de la France* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XVI, 1887-88, p. 517-528).]

enfin par le dépôt des grès du Rothliegende, qui ont une si grande extension, et des conglomérats qui les accompagnent. Ces grès s'étalent aussi au loin sur la plaine russe, accompagnés çà et là par du gypse et du sel gemme<sup>1</sup>. Enfin l'influence positive s'accroît si bien que, dans une partie considérable de l'Europe centrale, la mer reparait. C'est l'époque du *Zechstein*, avec sa faune marine si pauvre. De la Russie, il s'étend à travers toute l'Allemagne du Nord; des prolongements dolomitiques, qui représentent en quelque sorte le bord de la lentille, vont jusqu'en Angleterre. Partout le *Zechstein* suit le Rothliegende, dont il ne dépasse jamais les limites, s'arrêtant tout au plus lui-même là où cet étage disparaît. Aussi le connaît-on bien en Silésie, mais non sur le massif de la Bohême.

Le *Zechstein* forme ainsi une récurrence spéciale à l'Europe centrale et à une partie de l'Europe septentrionale. Il ne pénètre pas dans les Alpes. Par contre, on retrouve bien loin de là, dans le Kansas, au-dessus du calcaire à *Fusulines*, des couches comparables par leur faune au *Zechstein* d'Europe<sup>2</sup>.

[1. La *Carte géologique générale de la Russie d'Europe* (1892) distingue au-dessus du *Zechstein* un groupe de marnes bigarrées, d'argiles, de grès et de calcaire (PT) qu'il est assez difficile de séparer du Permien inférieur là où les assises supérieures du système font défaut, et dont l'âge n'a pu être encore défini avec précision; c'est l'étage *tartarien* de M. Nikitin. Sur le Permien russe, voir A. Netschaev, *Faune des dépôts permien de l'Est de la Russie d'Europe* (Travaux Soc. des Naturalistes de Kazan, XXVII, n° 4, 1894, p. 1-504, 42 pl.; en russe); *Guide des Excursions du VII. Congrès géologique international*, in-8°, 1897, *passim*; voir aussi, dans les *Mémoires du Comité géologique de Saint-Petersbourg*, les travaux descriptifs de Th. Tschernyschew (III, n° 4, 1889), A. Stuckenbergh (IV, n° 2, 1890; XVI, n° 4, 1898), P. Krotow (VI, 1888), A. Krasnopolsky (XI, nos 1-2, 1889-91), N. Sibirzew (XV, n° 2, 1896), etc.]

[2. Sur le Permien des États-Unis, consulter R. T. Hill, *The Permian Rocks of Texas* (Science, New York, XIII, 1889, p. 92); C. A. White, *On the Permian Formation of Texas* (Amer. Naturalist, XXIII, 1889, p. 109-128, pl. 1), et *The Texan Permian and its Mesozoic Types of Fossils* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 77, 51 p., 4 pl., 1891: découverte de Céphalopodes à affinités triasiques); W. F. Cummins, *The Permian of Texas and its overlying Beds* (1<sup>st</sup> Ann. Rep. Geol. Survey of Texas, 1889, p. 183-197, 1890); L. C. Wooster, *The Permo-Carboniferous of Greenwood and Butler Counties, Kansas* (Amer. Geologist, VI, 1890, p. 9-18); R. S. Tarr, *The Permian of Texas* (Amer. Jour. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLIII, 1892, p. 9-12); I. C. White, *Fossil Plants from the Wichita or Permian Beds of Texas* (Bull. Geol. Soc. of America, III, 1892, p. 217-218); C. S. Prosser, *Kansas River Section of the Permo-Carboniferous and Permian Rocks of Kansas* (Ibid., VI, 1895, p. 29-54); F. W. Cragin, *The Plains Permian* (Amer. Geologist, XVIII, 1896, p. 131-132) et *The Permian System of Kansas* (Colorado College Studies, VI, 1896, p. 1-48); C. S. Prosser, *Comparison of the Carboniferous and Permian Formations of Nebraska and Kansas* (Journ. of Geol., V, 1897, p. 1-16, 148-172); *The Upper Permian and Lower Cretaceous* (Kansas University Geol. Survey, II, 1897, p. 51-194, pl. IX-XXIV); *The Permian and Upper Carboniferous of Southern Kansas* (Kansas Univ. Quarterly, VI, 1897, p. 149-175, pl. XVIII, XIX); *Correlation of Carboniferous Rocks of Nebraska with those of Kansas* (Journ. of Geol., VII, 1899, p. 342-356); C. R. Keyes, *American Homotaxial Equivalents of the Original Permian* (Ibid., p. 321-341); W. C. Knight, *The Nebraska Permian* (Ibid., p. 357-374).]

Nous sommes arrivés à l'une des phases les plus remarquables de l'histoire de la terre; il convient de laisser de côté tous les détails et, dépassant les limites de l'Europe et des États-Unis, de chercher à nous faire une idée d'ensemble<sup>1</sup>.

Revenons encore une fois à la base du Carbonifère, au Calciferous Sandstone d'Écosse, dont nous connaissons déjà les équivalents au delà de l'Océan Atlantique. La série des couches de Fife, avec ses *Stigmaria* enracinés dans les bancs compris entre les intercalations marines, est, de toutes les coupes décrites jusqu'à présent, celle qui montre le plus nettement la répétition d'oscillations à tendance positive prépondérante, ce qu'il ne faut pas confondre avec les alternances de couches paraliques. Dans l'Illinois et le Sud-Est de la Russie s'effectuent à la même époque des dépôts purement marins. Peut-être faut-il y rapporter aussi toute la série des grès et des couches de houille qui s'étendent de la Terre de Banks, par les côtes septentrionales du détroit de Melville, jusqu'à la baie de Baffin<sup>2</sup>.

Le mouvement positif nous amène alors au terme pélagique le plus important de la période, le Calcaire carbonifère, qui révèle, non seulement par sa constitution lithologique et par la richesse de sa faune marine, mais surtout par la généralité de la transgression correspondante, la grandeur des changements imprimés au dessin des rivages. Il recouvre en concordance les étages paléozoïques antérieurs, depuis l'extrême Nord jusqu'au Brésil<sup>3</sup> et à l'Australie, mais il déborde en même temps au delà de leurs limites. En Irlande, en Angleterre, en Écosse et au Spitzberg, ces bancs marins surmontent le vieux grès rouge dévonien, qui n'est caractérisé que par des Ganoïdes et des végétaux terrestres; le Calcaire carbonifère s'étend en même temps par les îles Parry jusqu'aux plus hautes latitudes connues. On ne le connaît pas dans le Groenland central et méridional. Il traverse une grande partie des hautes

[1. Voir M. Bertrand, *Essai de reconstitution de la géographie des temps carbonifères* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIV, 1896, p. 24-25); A. de Lapparent, *Leçons de Géographie Physique*, 2<sup>e</sup> éd., in-8°, Paris, 1898, p. 324, carte; *Traité de Géologie*, 4<sup>e</sup> éd., 1900, p. 904, 927, 943, 991 (cartes); F. Frech, *Lethaea palaeozoica*, II, 1899, cartes IV, V.]

[2. Sur les formations houillères des contrées boréales, voir A. G. Nathorst, *Ueber die palaeozoische Flora der arktischen Zone* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLIV, 1894, p. 87-98; et Sv. K. Vetensk.-Akad. Handl., XXVI, n° 4, 80 p., 16 pl., 1894.)]

[3. On sait aujourd'hui que le Carbonifère marin du bassin de l'Amazone appartient en réalité à la division supérieure du système: O. A. Derby, *The Amazonian Upper Carboniferous Fauna* (Journ. of Geol., II, 1894, p. 480-501); F. Katzer, *Ueber das Carbon von Itaituba am Tapajós-Flusse in Brasilien* (Neues Jahrb. f. Min., 1897, II, p. 218-220). Pour une carte de cette région, voir le t. I du présent ouvr., p. 679, fig. 97.]

chaînes asiatiques et en Chine, dans le Tsin-ling Chan, il repose sur le Dévonien et le Silurien, qu'il dépasse au N. du Wei Ho en s'étendant jusqu'au bord de la mer depuis le Nord du Chen-Si jusqu'au Chan-Toung et au Liao-Toung, surmontant partout en concordance, dans cet antique plateau, les couches cambriennes<sup>1</sup>. De même, dans la partie orientale des États-Unis, il succède au Dévonien et déborde vers l'W. et le S.W. Dans le Dakota et les Montagnes Rocheuses du Colorado, il repose en concordance sur des couches cambriennes, comme dans le Nord de la Chine; au fond du Grand Cañon, une grande surface d'abrasion le sépare de couches dont l'âge est cambrien ou même antérieur, et, dans le plateau du Texas, on voit reparaître le terrain cambrien, recouvert directement en concordance par le Calcaire carbonifère. En Californie, la série paléozoïque tout entière n'est jusqu'à présent représentée que par le Calcaire carbonifère<sup>2</sup>.

A cette grande transgression succède, autant qu'on peut l'affirmer dans l'état actuel de nos connaissances, une phase négative très générale et très accentuée. La flore des premiers horizons de la série houillère, qui apparaît alors, la flore du Culm<sup>3</sup>, est connue dans les régions arctiques, en Europe, sur de nombreux points de la Sibérie et, par quelques espèces caractéristiques, jusqu'en Australie. De puissants dépôts détritiques s'accumulent sur le Calcaire carbonifère aux États-Unis, dans l'Est du Canada, dans l'Europe centrale et en Chine; les « Gannister beds », d'origine marine, s'intercalent, dans l'Europe centrale, au milieu des faisceaux inférieurs de couches de houille, et, après un abaissement extrêmement marqué du rivage, l'épaisseur qu'atteignent les sédiments et la persistance des transgressions limniques sont l'indice d'un nouveau relèvement.

Ce relèvement conduit enfin à un retour de la mer. C'est la mer carbonifère supérieure, celle du calcaire à Fusulines. Les déterminations faites par Stur des empreintes végétales trouvées dans les banes du calcaire à Fusulines de la Kronalp, en Carinthie, ne laissent aucun doute sur la contemporanéité de ces banes marins avec les faisceaux supérieurs de Radowenz ou les couches supé-

[1. L. de Lóczy a montré que la présence dans le Nord de la Chine des divisions classiques du Carbonifère de l'Europe occidentale est très douteuse : la faune de l'étage moscovien et celle des calcaires supérieurs de l'Oural sont représentées jusque dans le Kan-Sou, au nord de la chaîne du Nan Chan. Th. Tschernyschew a également fait connaître ces faunes aux environs de Vladivostok (Bull. Comité Géol. St-Petersbourg, VII, 1888, p. 353-359).]

[2. Voir, pour une rectification, ci-dessus, p. 359, note 2.]

[3. Le Culm est généralement considéré aujourd'hui non pas comme superposé au Calcaire carbonifère, mais comme représentant un faciès continental équivalent.]

rieures d'Ottweiler, c'est-à-dire avec la flore la plus élevée du bassin de la Basse-Silésie et de la Bohême. Mais ce nouveau dépôt marin ne s'étend pas, à beaucoup près, aussi loin vers le nord que le Calcaire carbonifère. Il alterne avec des couches de houille dans l'Illinois, s'amincit dans l'Ohio et la Virginie Occidentale, et n'atteint ni la Pennsylvanie, ni le Canada. En Europe, on le rencontre dans le Nord de l'Espagne; St. Meunier l'a retrouvé dans le Morvan; dans les Alpes Méridionales, il alterne avec des couches à plantes; puis il reparaît dans le Sud de la Russie; Neumayr l'a reconnu dans le Nord-Ouest de l'Asie Mineure, Teller dans l'île de Chio. La mer semble partout être venue du Sud. De même, tous les gisements de calcaire à Fusulines décrits jusqu'ici par Schwager, d'après les collections de Richthofen, et la riche faune du Carbonifère supérieur de Lo-ping, dans le Kiang-Si (par 27°52' de lat. N.), que Kayser a fait connaître, appartiennent à des contrées situées au sud du Tsin-ling Chan<sup>1</sup>.

Ensuite vient l'extension du Rothliegende sur la Russie et l'Europe Centrale, et même jusque dans certaines parties des Alpes Méridionales; puis, le mouvement positif continuant toujours, le Zechstein apparaît, de la Russie à l'Angleterre, en passant par l'Allemagne du Nord. La mer est alors peu profonde; du gypse et du sel gemme y ont cristallisé. En même temps que cette transgression venant du Nord, arrive du Sud, peut-être dès l'époque du Rothliegende, une faune nouvelle, qui n'a pas encore reçu de nom spécial, et qui est formée de types carbonifères, de types permien et de types nouveaux mélangés<sup>2</sup>; on la connaît depuis la Chaîne du Sel, dans l'Inde<sup>3</sup>.

[1. D'après Lóczy, le contraste entre le Nord et le Midi de la Chine, au point de vue de la répartition des dépôts carbonifères, consisterait moins dans une différence d'âge que dans une différence d'affinités fauniques, celles des gisements septentrionaux étant avec l'Oural et la Russie tandis que les fossiles du Sud rappellent le faciès des calcaires à *Productus* de l'Inde, de Tenasserim, de Timor et de Sumatra.]

[2. Les recherches des géologues russes ont établi que l'étage d'*Artinsk* (*Permo-Carbonifère* de M. Tschernyschew) représente un horizon antérieur au Zechstein et même au Rothliegende, c'est-à-dire à l'ensemble du Permien classique. Sur la faune de cet étage de transition dans l'Oural, voir A. Karpinsky, *Über die Ammonoiten der Artinsk-Stufe und einige mit denselben verwandte carbonische Formen* (Mém. Acad. Imp. Sc. St-Petersbourg, 7<sup>e</sup> sér., XXXVII, n° 2. 1889, p. 1-104, 5 pl.; résumé par J. Bergeron, *Annuaire Géol. Univ.*, VI, p. 161-165); voir aussi P. Krotov, *L'Étage d'Artinsk. Monographie géologique et paléontologique du grès d'Artinsk* (en russe, Travaux Soc. des Naturalistes de Kazan, XIII, n° 5, 1885, p. 1-314).]

[3. Voir la monographie de W. Waagen : *Salt-Range Fossils*, vol. IV, pts. 1-2, *Geological Results*, in-4°, 242, p. 12 pl., 1859-91 (Paléont. Indica, Ser. XIII; résumé par J. Bergeron, *Annuaire Géol. Univ.*, VIII, 1891, p. 200-205); F. Noetling, *Ueber die Beziehungen zwischen «Productus limestone» und «Boulder Bed» in der Salt-Range im Pandschab* (Neues Jahrb. f. Min., 1897, II, p. 212-213). Les calcaires à *Productus* du Salt-Range sont considérés par W. Waagen comme représentant l'ensemble du Permo-Carbonifère

jusqu'en Sicile<sup>1</sup>, en passant par les hautes montagnes de l'Asie<sup>2</sup>, l'Afghanistan, Djoulfa, dans la vallée de l'Araxe, et par Artinsk, dans l'Oural. Son représentant le plus septentrional est peut-être la faune des couches à Bellérophons du Sud-Est des Alpes, qui reposent toutefois sur le Rothliegende, comme le Zechstein<sup>3</sup>.

Tandis que ces phénomènes de submersion et d'émersion alternent ainsi sur d'énormes espaces, se dessinent les contours d'un vaste continent qui, vers la fin de la période carbonifère et plus tard encore, pendant de longs âges, a formé l'un des traits saillants dans la physionomie de la terre. Nous en avons déjà parlé ici même, sous le nom d'ancien continent indien, ou *continent de Gondwana* (I, p. 492). Il est aujourd'hui morcelé par l'Océan Indien et comprend la péninsule de l'Inde, l'Australie et une grande partie de l'Afrique.

et du Permien; pour d'autres géologues (Diener, Suess, Tschernyschew), l'assise inférieure appartiendrait encore au sommet du système carbonifère proprement dit, tandis que les assises moyenne et supérieure auraient pour équivalent en Russie l'étage d'Artinsk.]

[1. G. G. Gemmellaro, *La fauna dei calcari con Fusulina della valle del fiume Sosio nella provincia di Palermo* (en cours de publication, Giornale delle Sc. Nat. ed Econom. di Palermo, XIX, 1887, et années suiv.); *I Crostacei dei calcari con Fusulina della valle del fiume Sosio* (Mem. Soc. Ital. di Sc. Nat., Napoli, VIII, n° 1, 40 p., 5 pl., 1890). Les Céphalopodes permien de la Sicile ont été retrouvés récemment dans les Alpes autrichiennes par E. Schellwien (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1898, p. 358-363), et jusque dans les Pyrénées par J. Caralp (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3° sér., XXII, 1894, p. cxi-cxiv; voir aussi Haug, Congrès Géol. Internat. Zürich, 1894, p. 91 : signale la présence des genres *Gastrioceras*, *Paracellites* et *Daraelites*.)]

[2. Sur le Carbonifère et le Permien des grandes chaînes de l'Asie centrale et du Nord de l'Inde, voir E. Suess, *Beiträge zur Stratigraphie Central-Asiens* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, LXI, 1894, p. 431-466, 1 pl.); C. Diener, *Himalayan Fossils*, vol. I, pt. 3. *The Permo-carboniferous Fauna of Chitichun* (Palaeont. Ind., Ser. XV, p. 1-105, pl. I-XIII, 1897); vol. I, pt. 4. *The Permian Fossils of the Productus Shales of Kumaon and Gurhwal* (Ibid., p. 1-54, pl. I-V, 1897); *Die Äquivalente der Carbon- und Permformation im Himalaya* (Sitzungsb. k. Akad. Wiss. Wien, CVI, Abth. I, p. 447-467, 1897); L. von Lóczy, *Paläontologisch-Stratigraphische Resultate der Reise des Grafen Béla Széchenyi in Ostasien* (Wiss. Ergebnisse der Reise, III, 1899, p. 161-222). Pour une énumération des gisements connus, voir G. Fliegel, *Die Verbreitung des marinen Obercarbon in Süd- und Ost-Asien* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., L, 1898, p. 385-408, pl. XIV : carte). — Vers l'Est, les calcaires à *Productus* sont connus jusqu'à Timor: A. Rothpletz, *Die Perm-, Trias- und Juraformation auf Timor und Rotti im indischen Archipel* (Palaeontographica, XXXIX, 1892, p. 57-166, pl. IX-XIV); vers le Sud, des formes marines permiennes ont été rencontrées jusqu'en Australie: F. Frech, *Ueber marine Dyas-Brachiopoden aus Australien* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., L, 1898, p. 176-182, pl. IV).]

3. E. v. Mojsisovics, *Ueber das Vorkommen einer muthmasslich vortriadischen Cephalopoden-Fauna in Sicilien* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1882, p. 31); G. Stache, *Zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXVII, 1877, p. 271-318, pl. V-VII; XXVIII, 1878, p. 93-168, pl. I-IV). [Voir aussi G. Geyer, *Ueber die marinen Äquivalente der Permformation zwischen dem Gailthal und dem Canalthal in Kärnten* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1895, p. 392 et suiv.); C. Diener, *Ueber ein Vorkommen von Ammoniten und Orthoceren im Südtirolischen Bellerophonkalk* (Sitzungsb. k. Akad. Wiss. Wien, CVI, 1897, Abth. I, p. 61-76, 1 pl.). Il résulte de la découverte des couches du Sosio dans cette partie des Alpes (E. Schellwien), que les couches à Bellérophons occupent un horizon plus élevé.]

Les travaux des dernières années et les récentes découvertes de Warth dans la Chaîne du Sel ont complété les notions que l'on possédait à cet égard. A un niveau qu'il faut rapporter, d'après les études de Waagen, aux horizons les plus élevés du Carbonifère se montrent, dans le Salt-Range, des blocs transportés par les glaces<sup>1</sup>. Ce sont les mêmes accumulations qui constituent le conglomérat de Talehir, c'est-à-dire l'étage inférieur de la série des couches à plantes dites de Gondwana, où Blanford, Oldham et Fedden ont reconnu l'influence de la glace (I, p. 513); ce sont elles aussi qui, dans l'Afrique australe, sous le nom de conglomérat de Dwyka ou d'Ecça, apparaissent à la base de la formation du Karoo et que Sutherland signalait, il y a longtemps déjà, comme étant d'origine glaciaire (I, p. 495)<sup>2</sup>.

Les mêmes dépôts erratiques se montrent en outre dans l'Australie orientale, où ils forment les couches de Bacchus Marsh ou de Stony Creek. Ces bancs glaciaires y alternent avec des couches marines qui sont encore attribuées au terrain carbonifère<sup>3</sup>.

Puis viennent, dans l'Inde, en Afrique et en Australie, de longues séries de couches à végétaux, qui se prolongent jusque très avant dans l'ère mésozoïque. Toute cette région reste fort longtemps émergée. Elle s'éroule ensuite par fragments pendant l'ère mésozoïque, peut-être même jusqu'à une époque plus tardive, et,

1. W. Waagen, *Die carbone Eiszeit* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXVII, 1887, p. 143-192). [L'âge de ces dépôts à blocs est généralement considéré aujourd'hui comme permien; voir Fr. Noetling, *Beiträge zur Kenntniss der glacialen Schichten permischen Alters in der Salt-Range, Punjab (Indien)*, Neues Jahrb. f. Min., 1896, II, p. 61-86 (avec bibliographie des traces glaciaires permienes ou carbonifères de l'Inde, de l'Europe, de l'Australie et de l'Afrique).]

[2. Voir A. Six, *Le glaciaire paléozoïque et l'âge des houilles de l'Inde et de l'Australie, d'après le Dr. W. T. Blanford* (Annales Soc. Géol. du Nord, XIII, 1885-86, p. 256-265).]

[3. En Australie, les dépôts à blocs striés, bien loin d'appartenir à un horizon unique, se répèteraient à une douzaine de niveaux, compris entre la base du Carbonifère et le sommet du Trias; T. W. E. David, *Evidences of Glacial Action in Australia in Permo-Carboniferous Time* (Quart. Journ. Geol. Soc., LII, 1896, p. 289-301), et *Evidences of Glacial Action in Australia and Tasmania* (Australas. Assoc. Adv. Sc., VI, 1895, p. 60-98, pl. I-III); G. Sweet and C. C. Brittlebank, *The Glacial Deposits of Bacchus Marsh District* (Ibid., V, 1893, p. 376-389, pl. XII, XIII); G. Officer and L. Balfour, *The Glacial Deposits of Bacchus Marsh* (Ibid., VI, 1895, p. 321-323); C. C. Brittlebank, G. Sweet and T. W. E. David, *Further Evidence as to the Glacial Action in the Bacchus Marsh District, Victoria* (Ibid., VII, 1898, p. 361-365, pl. XVII, XVIII); G. Officer, L. Balfour and E. G. Hogg, *The Glacial Geology of Coimudai* (Ibid., VI, 1895, p. 323-330, pl. XLIV-XLVII); E. G. Hogg, *On the Glacial Beds of Toolleen, Coleraine, and Wanda Dale* (Ibid., VII, 1898, p. 356-361, pl. XVI); T. W. E. David and W. Howchin, *Notes on the Glacial Features of the Inman Valley, Yankalilla and Cape Jervis District* (Trans. R. Soc. South Australia, 1897, p. 61-67).]

à l'heure qu'il est, de grandes portions de sa surface n'ont pas encore été atteintes par la mer.

D'après Waagen, cette région glaciaire s'étendait du 40<sup>e</sup> degré de lat. S. au 33<sup>e</sup> degré de lat. N., et du 18<sup>e</sup> degré de long. E. au 153<sup>e</sup> de long. E. On connaît en Australie quelques plantes caractéristiques de la flore du Culm, mais on n'y a pas signalé les flores plus récentes du terrain houiller de l'Europe et de l'Amérique du Nord. Dans le continent de Gondwana, sous l'influence d'un climat rigoureux, s'est développée toute une série de flores spéciales<sup>1</sup>.

On a d'ailleurs rencontré en Europe, dans les horizons inférieurs du terrain houiller, par exemple dans le voisinage d'une intercalation marine, à Ostrau, des blocs étrangers dont l'origine est absolument énigmatique<sup>2</sup>. D'après Ramsay et Geikie, il existe dans le Rothliegende d'Angleterre des traces d'une extension glaciaire<sup>3</sup>.

On n'est pas encore absolument d'accord aujourd'hui sur le niveau exact auquel correspondent, dans la série stratigraphique d'Europe, les conglomérats glaciaires de l'Inde. D'après Waagen,

[1. Sur l'extension du continent de Gondwana et l'histoire des flores qui se sont succédé à sa surface, voir Weiss, *Neues Jahrb. f. Min.*, 1888, I, p. 279-293 : résumé des travaux d'O. Feistmantel et de W. Waagen; C. D. White, *Carboniferous Glaciation in the Southern and Eastern Hemispheres, with some Notes on the Glossopteris-Flora* (*Amer. Geologist*, III, 1889, p. 299-330); F. Kurtz, *Sobre la existencia del Gondwana inferior en la Republica Argentina* (*Revista del Mus. de La Plata*, VI, 1894, p. 125-129, 4 pl.; *Records Geol. Survey of India*, XXVIII, 1895, p. 111-117); G. Bodenbender, *Sobre la edad de algunas formaciones Carboníferas de la Republica Argentina* (*Rev. Mus. La Plata*, VII, 1895, p. 129-148, tableau); R. Zeiller, *Note sur la flore fossile des gisements houillers de Rio Grandedo Sul* (*Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 3<sup>e</sup> sér., XXIII, 1895, p. 601-629, pl. VIII-X); *Remarque sur la flore fossile de l'Attaïà propos des dernières découvertes paléontologiques de MM. les Drs Bodenbender et Kurtz dans la République Argentine* (*Ibid.*, XXIV, 1896, p. 466-487); W. Bodenbender, *Ueber Silur, Devon, Carbon und die Glossopteris-Stufe in der Gegend von Jachal im nordwestlichen Argentinien* (*Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XLVIII, 1896, p. 183-186), et *Beobachtungen über Devon- und Gondwana-Schichten in der Argentinischen Republik* (*Ibid.*, p. 743-772); R. Zeiller, *Les Provinces botaniques de la fin des Temps primaires* (*Revue générale des Sc.*, VIII, 1897, p. 5-11); A. C. Seward, *The Glossopteris Flora; an Extinct Flora of a Southern Hemisphere Continent* (*Science Progress*, London, New ser., I, 1897, p. 178-201), et *On the Association of Sigillaria and Glossopteris in South Africa* (*Quart. Journ. Geol. Soc.*, LIII, 1897, p. 315-338, pl. XXI-XXIV.)]

[2. L'hypothèse d'un transport par les glaces a été également invoquée par A. Julien, *Sur l'origine glaciaire des brèches des bassins houillers de la France centrale* (*C. R. Acad. Sc.*, CXVII, 1893, p. 255-257); *Sur la géogénie et la stratigraphie des bassins houillers de la France centrale* (*Ibid.*, p. 344-346); *Anciens glaciers de la période houillère dans le Plateau Central de la France* (*Annuaire Club Alpin fr.*, XXI, 1894, p. 377-402). Pour une réfutation de cette hypothèse, voir Fayol, *Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 3<sup>e</sup> sér., XXII, 1894, p. 279-285; R. Zeiller, *Sur l'âge des dépôts houillers de Commeny* (*Ibid.*, p. 252-278).]

[3. Voir aussi R. D. Oldham, *A Comparison of Permian Breccias of the Midlands with the Upper Carboniferous Glacial Deposits of India and Australia* (*Quart. Journ. Geol. Soc.*, L, 1894, p. 463-471). On a cru de même retrouver les vestiges de glaciers permien dans l'Est du Canada: F. Bain, *On a Permian Moraine in Prince Edward Island* (*Canad. Record of Sc.*, II, 1887, p. 341-343.)]

ils représenteraient, comme on l'a vu, les divisions les plus élevées du terrain houiller; en Australie, les phénomènes glaciaires se seraient reproduits à l'époque permienne.

Le Calcaire carbonifère des régions arctiques renferme un certain nombre d'espèces du Zechstein; ses relations avec le Zechstein ne me semblent pas encore complètement élucidées.

**6. Coup d'œil général sur les mers paléozoïques.** — Doit-on expliquer par des exhaussements et des affaissements séculaires des continents les changements de position des mers? L'histoire des mers paléozoïques nous fournit pour la solution de ce problème plusieurs données importantes.

Nous avons reconnu l'existence de deux continents dont il ne subsiste plus aujourd'hui que des fragments. Le premier de ces continents occupait l'emplacement de l'Océan Atlantique septentrional, comme l'indiquent la nature et la disposition des terrains paléozoïques en Amérique et en Europe; le Groenland en est un reste. C'est l'ancienne *Atlantide*.

Le second, qui n'apparaît nettement constitué qu'à la fin de l'époque carbonifère, est aujourd'hui morcelé en trois fragments: l'Afrique, l'Inde et l'Australie. Comme le Groenland dans l'Atlantique, la péninsule indienne se dresse ici au milieu de l'Océan, qui recouvre des plateaux affaissés. C'est le *continent de Gondwana*.

La ruine de ces continents s'effectua plus tard pièce par pièce, et nous pourrions en suivre plus d'une étape. Elle dut avoir pour conséquence des mouvements négatifs généraux et faire ainsi sortir de la mer d'autres territoires. En outre, les travaux stratigraphiques sont assez avancés pour qu'il soit possible de reconnaître un certain nombre de changements positifs et de changements négatifs qui ont affecté d'une manière uniforme des aires extrêmement vastes.

A la fin de la période silurienne, la profondeur de la mer devient très faible depuis l'Illinois et l'Iowa jusque dans le Wisconsin et l'État de New York, en Angleterre, dans les provinces baltiques et jusque sur le Dniestr. Puis le vieux grès rouge s'avance sur une grande partie de l'Atlantide, et on peut constater cet empiétement en Écosse, en Angleterre, autour du golfe de Finlande et jusque dans la baie d'Onéga et au Spitzberg, peut-être même jusque dans le Sud du Groenland. Ses équivalents se retrouvent avec les mêmes caractères dans le Nouveau-Brunswick. Vers le milieu de la période dévonienne, la transgression marine atteint son maximum au-dessus de ces formations continentales, ou tout au plus sub-

littorales. Les dépôts calcaires et dolomitiques s'avancent vers la Livonie et la Courlande, en passant par les gouvernements d'Orel et de Voronège, et, en même temps, le Dévonien moyen transgressif semble former le glint occidental du bouclier canadien, du Clearwater à l'Océan Glacial. Dans les couches pétrolifères des rives de l'Ouchta, dans le bassin de la Petchora, on reconnaît les schistes pétrolifères des bords de l'Athabasca, qu'on peut, dans l'Amérique du Nord, suivre vers l'est jusqu'à Gaspé.

Puis le rivage recule encore une fois d'une façon très marquée, et la période carbonifère commence.

Après le dépôt de formations limniques ou littorales, qui semblent indiquer en certains points les traces d'une série d'oscillations secondaires avec prédominance des mouvements positifs, nous arrivons au Calcaire carbonifère. En même temps qu'apparaissent les caractères pélagiques, on voit les mers déborder sur les limites des dépôts antérieurs; cette transgression se produit dans les contrées les plus éloignées, comme la Chine orientale et le Texas.

De nouveau, le rivage recule sur de vastes surfaces, puis il recommence à avancer très nettement à partir du Sud, mais sans atteindre aussi loin, à beaucoup près, que pendant l'époque du Calcaire carbonifère. C'est la mer du Carbonifère supérieur ou du calcaire à Fusulines.

Une nouvelle faune marine apparaît encore, venant d'Asie, en passant par l'Araxe et par Artinsk et en pénétrant jusqu'en Sicile; son existence dans les Alpes sud-orientales n'est pas absolument certaine. Elle n'acquiert pas une extension comparable à celle de l'étage précédent. On ne la connaît pas aux États-Unis<sup>1</sup>.

En même temps arrive du Nord la mer qui dépose le Zechstein dans l'Europe centrale et septentrionale.

Toutefois, bien des points demeurent encore obscurs. Les dépôts paléozoïques du Sahara, du Brésil et d'autres régions fort étendues ne peuvent entrer en ligne de compte dans ces sortes de comparaisons, et il n'est pas possible d'opposer, dans la période paléozoïque, en l'état actuel de nos connaissances, une région négative complémentaire à une région positive déterminée. Il n'en est pas moins vrai qu'on connaît déjà trois faunes qui restent étrangères au Nord de l'Europe, à savoir l'étage hercynien, le calcaire à Fusulines et l'étage de Djoulfa. Par contre, le Zechstein typique n'est pas connu dans les contrées méridionales.

[1. On sait qu'une faune analogue à celle de l'étage d'Artinsk a récemment été découverte au Texas (Voir ci-dessus, p. 409, note 2).]

Les phénomènes positifs et négatifs alternent, à la même époque, sur des surfaces d'une étendue si extraordinaire qu'on ne peut pas les expliquer par le bossellement ou la formation de bassins, quelque larges soient-ils, dans la lithosphère. Pendant la période carbonifère, et aussi à d'autres époques, l'écorce terrestre a subi des plissements énergiques, mais ces phénomènes n'ont rien de commun avec ces submersions et ces émerSIONS générales. Les plis armoricains et varisques sont, dans leur origine, absolument indépendants des transgressions dont le progrès a eu pour résultat de niveler ces plissements eux-mêmes et de les recouvrir.

## CHAPITRE VI

### MERS MÉSOZOÏQUES<sup>1</sup>

1. Mers du Trias. — 2. Mouvements positifs de l'époque rhétienne. — 3. Continuation des mouvements positifs pendant les époques liasique et jurassique. — 4. Phase négative<sup>2</sup> dans l'Europe centrale; début des temps crétacés. — 5. Nouvelles transgressions; mélange des faunes crétacées. — 6. La transgression cénomaniennne. — 7. Coup d'œil général sur les mers mésozoïques.

1. **Mers du Trias**<sup>3</sup>. — Dans l'Est des États-Unis, les dépôts marins correspondant à la série mésozoïque font entièrement défaut jusqu'au Crétacé moyen. L'existence de lignites rhétiens et liasiques bien développés dans les Appalaches permet en outre d'affirmer que ces régions n'ont pas été recouvertes par la mer pendant

[1. Traduit par W. Kilian. — Pour un résumé de ce chapitre, voir W. Kilian, *Annuaire Géol. Univ.*, V, 1888, p. 254-254 et 339-344 (1889).]

[2. *Régression*, Munier-Chalmas (*in de Lapparent, Traité de Géologie*, 3<sup>e</sup> éd., 1893, p. 707).]

[3. Voir Ed. Suess, *Note sur l'histoire des Océans* (C. R. Acad. Sc., CXXI, 1895, p. 1113-1116); E. v. Mojsisovics, W. Waagen und C. Diener, *Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, Mathem.-naturw. Cl., CIV, Abth. I, 1895, p. 1271-1302 : on trouvera dans ce mémoire les données les plus récentes sur la distribution géographique du Trias pélagique, et un essai de division de ce système en zones caractérisées par des Céphalopodes). Consulter aussi les Revues annuelles concernant le Système triasique, dans l'*Annuaire géologique universel* (III-VI), rédigées jusqu'en 1890 par Em. Haug, et un article du même auteur sur *Le Trias Alpin* (Revue générale des Sciences pures et appliquées, IV, 1893, p. 241-246); J. Perrin Smith, *Classification of the Marine Trias* (Journ. of Geol. Chicago, IV, 1896, p. 385-398). — Sur la nomenclature des étages supérieurs du Trias, voir les récentes publications de A. Bittner, en particulier : *Zur neueren Literatur der Alpinen Trias* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLIV, 1894, p. 233-380); *Bemerkungen zur Neuesten Nomenclatur der Alpinen Trias*, in-8°, 32 p., Wien, 1896; *Dachsteinkalk und Hallstätter Kalk*, in-8°, 80 p., Wien, 1896; voir aussi G. v. Arthaber u. a., *Zur Ordnung der Trias-Nomenclatur*, in-4°, 4 p., Wien, 1898; E. von Mojsisovics, E. Suess u. a., *Briefe zur Nomenclatur der oberen Trias*, in-8°, 9 p., Wien, 1898; E. Renevier, *Ambiguïté du terme « Norien » et son inadmissibilité dans la classification internationale* (Eclogae Geol. Helv., V, 1898, p. 356-358).]

les premiers temps de l'ère secondaire<sup>1</sup>. En se dirigeant vers l'Ouest, on rencontre d'abord le Jurassique supérieur marin dans les Black Hills (Dakota), puis le Trias marin apparaît dans la partie occidentale des Basin Ranges et le Néocomien se montre en Californie<sup>2</sup>.

Au Brésil on constate la même absence de sédiments marins atant des époques comprises entre le début du Mésozoïque et le Crétacé moyen<sup>3</sup>. Les couches rhétiennes à végétaux s'étendent même très loin vers l'Occident, jusqu'à Jujuy et Salta, c'est-à-dire jusqu'aux provinces septentrionales de la République Argentine. Mais plus à l'Ouest encore, dans les Andes du Chili et du Pérou, on connaît l'existence de différents termes marins du Trias, du Jurassique et du Crétacé inférieur<sup>4</sup>.

Dans l'Australie orientale, on observe de même l'absence de

[1. J. S. Newberry, *Fossil Fishes and Fossil Plants of the Triassic Rocks of New Jersey and the Connecticut Valley*, in-4°, 152 p., 26 pl., 1888 (U. S. Geol. Survey, Monograph XIV); I. C. Russell, *Correlation Papers-The Newark System*, in-8°, 344 p., 13 pl., 1892 (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 85); B. S. Lyman, *Some New Red Horizons* (Proc. Amer. Phil. Soc., XXXIII, 1894, p. 192-215, 3 pl.), et *Report on the New Red of Bucks and Montgomery Counties* (Geol. Survey of Pennsylvania, Final Rep., III, pt. 2, 1895, p. 2589-2638, pl. 596-611, 2 cartes); H. B. Kummel, *The Newark System of New Jersey* (Journ. of Geol., V, 1897, p. 541-562); W. M. Davis, *The Triassic Formation of Connecticut* (18<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1896-97, pt. II, p. 1-192, pl. I-XX, 1898).]

[2. Sur les terrains mésozoïques de l'Amérique du Nord, voir J. D. Dana, *Manual of Geology*, 4<sup>th</sup> ed., in-8°, New York, 1895, p. 739-768, 798-856, 874-878; E. D. Cope, *The Mesozoic and Caenozoic Realms of the Interior of North America* (Amer. Naturalist, XXI, 1887, p. 445-462); C. A. White, *The North American Mesozoic, Adress, Section E, Geology and Geography* (Proc. Amer. Assoc. Adv. Sc., XXXVIII, 1889, p. 205-221, 1890); A. Hyatt, *Jura and Trias at Taylorville, California* (Bull. Geol. Soc. of America, III, 1892, p. 395-412), et *Trias and Jura in the Western States* (Ibid., V, 1894, p. 395-434); J. Perrin Smith, *Age of the Auriferous Slates of the Sierra Nevada* (Ibid., V, 1894, p. 243-258); *Mesozoic Changes in the faunal Geography of California* (Journ. of Geol., III, 1895, p. 369-384); *Geographic Relations of the Trias of California* (Ibid., VI, 1898, p. 776-786); T. W. Stanton, *Mesozoic Fossils of the National Park* (U. S. Geol. Survey, Monograph XXXII, 1899, pt. II, chapt. 13).]

[3. John C. Branner, *The Age and Correlation of the Mesozoic Rocks of the Sergipe-Alagoas Basin of Brazil* (Proc. Amer. Assoc. Adv. Sc., XXXVII, 1889, p. 187-188), et les travaux cités en note, I, p. 678. On a signalé à Bahia des couches lacustres attribuées au Crétacé inférieur par les auteurs (Ibid.).]

[4. Voir la série de monographies consacrées aux terrains mésozoïques des Andes par G. Steinmann et ses collaborateurs (Neues Jahrb. f. Min., 1881-82 et 1894-97), notamment W. Mörice, *Versteinerungen des Lias und Unteroolith von Chile* (Beilage-Bd. IX, 1894, p. 1-100, pl. I-VI), et K. Gerhardt, *Beiträge zur Kenntniss der Kreideformation in Venezuela und Peru* (Beilage-Bd. XI, 1897, p. 65-117, pl. I-II); *Beitrag zur Kenntniss der Kreideformation in Columbien* (Ibid., p. 118-208, pl. III-V). Voir aussi G. Bodenbender, *Sobre el terreno jurasico y cretaceo en los Andes argentinos* (Bol. Acad. Nac. Ciencias Cordoba, XIII, 1892, p. 5-42); O. Behrendsen, *Zur Geologie des Ostabhanges der Argentinischen Cordillere* (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., XLIII, 1891, p. 369-420, pl. XXII-XXV; XLIV, 1892, p. 1-42, pl. I-IV); A. Steuer, *Argentinische Jura-Ablagerungen. Ein Beitrag zur Kenntniss der Geologie und Paläontologie der Argentinischen Anden*, in-4°, 96 p., 24 pl., 1 carte, Jena, 1897 (Palaeontol.

toute formation marine, depuis le commencement du Trias, mais ici cette lacune s'étend seulement jusqu'au Crétacé inférieur<sup>1</sup>; de toute cette période, on ne connaît que quelques couches à végétaux, telles que les « Jerusalem beds » en Tasmanie et les « Clarence beds » dans la Nouvelle-Galles du Sud et le Queensland. En revanche, le Trias marin existe en Nouvelle-Zélande, ainsi que des termes marins du Jurassique; la série n'y est cependant pas complète et des horizons à végétaux alternent encore dans cette région avec les couches marines<sup>2</sup>.

Dans le Nord-Est de la Chine, il n'existe pas de dépôts marins supérieurs au Carbonifère; les assises du Crétacé moyen, qui possèdent ailleurs une si grande extension, n'y ont jamais été rencontrées. Dans les chaînes du Japon, au contraire, on a constaté la présence du Trias marin et de quelques étages jurassiques également marins. Quant à Yéso et à Sakhalin, on n'y a signalé jusqu'à ce jour que le Crétacé moyen<sup>3</sup>.

Des dépôts marins représentent le Trias, le Jurassique et le Crétacé dans l'arc des îles Aléoutiennes.

Il est permis de conclure de tous ces faits qu'à mesure que l'on se rapproche de l'Océan Pacifique, on voit se compléter la série des couches mésozoïques antérieures à la Craie moyenne.

La bordure de l'Atlantique se montre toute différente. A l'exception de deux régions qui, au point de vue de leur structure, ont le type Pacifique, les Antilles et l'extrémité de la Méditerranée près de Gibraltar, y compris peut-être la terminaison des chaînes plissées jusqu'à l'Oued Draa et quelques parties de l'Europe, on peut dire que les côtes de l'Atlantique ne présentent nulle part de dépôts marins plus anciens que le Crétacé moyen. Il en est ainsi du cap Horn jusqu'au delà de l'embouchure de l'Orénoque, de la

Abhandl. v. Dames u. Kayser, VII, n° 3); A. Tornquist, *Der Dogger am Espinazito-Pass, nebst einer Zusammenstellung der jetzigen Kenntnisse von der Argentinischen Juraformation* (Palacont. Abhandl. hrsg. von Dames u. Koken, VIII, n° 2, Jena, 1898, p. 1-72, pl. I-X); L. Wehrli et C. Burekhardt, *Rapport préliminaire sur une expédition géologique dans la Cordillère Argentino-Chilienne entre le 33° et le 36° latitude sud* (Rev. del Museo de La Plata, VIII, 1897, p. 373-389, 1 pl.); C. Burekhardt, *Rapport préliminaire sur une expédition géologique dans la région Andine située entre 38-39° latitude sud* (Ibid., IX, 1898, p. 197-219, 3 pl.); R. A. Philippi, *Los Fosiles secundarios de Chile*, 1<sup>a</sup> Parte, in-4°, 104 p., 42 pl., Santiago de Chile, 1899. Pour des indications bibliographiques complémentaires, voir le présent ouvrage, I, p. 675-723, *passim*; II, p. 415, note 1, et p. 444, note 4.]

[1. W. H. Huddleston, *Further Notes on Some Mollusca from South Australia* (Geol. Mag., Dec, 3, VII, 1890, p. 241-246, pl. IX).]

[2. Voir ci-dessus, p. 232.]

[3. Voir ci-dessus, p. 290.]

Floride jusqu'à la mer Glaciale et au cap Farewell, et de l'Oued Draa jusqu'au Cap de Bonne-Espérance<sup>1</sup>.

L'Océan Indien présente à ce point de vue deux types différents : sur la côte d'Arrakan, où règne la structure pacifique, affleure le Trias marin<sup>2</sup>, qui fait défaut sur tout le reste du littoral. Ici encore, sur le pourtour de l'Océan Indien, une grande lacune dans les dépôts correspond à la partie inférieure de la série mésozoïque, mais cette lacune ne persiste pas dans cette région jusqu'à la Craie moyenne : elle cesse avec le Jurassique moyen.

*Il ressort de ce qui précède que les Océans actuels sont d'âges différents<sup>3</sup>.*

Un intéressant tableau dû à Teller a montré qu'une des espèces les plus caractéristiques du Trias, *Pseudomonotis ochotica*, que Middendorf, comme nous l'avons dit plus haut, a rencontrée dans la baie de Manga (mer d'Okhotsk), avait été retrouvée depuis en une foule de points. Cette coquille a en effet été signalée dans plusieurs localités du Japon, et notamment dans le golfe de Sendai; à l'île Hugon, en Nouvelle-Calédonie; en divers endroits des Alpes de la Nouvelle-Zélande; une variété très voisine a été rencontrée au Pérou, sur les bords du Rio Utcubamba, entre Chachapoyas et Cuelap; dans le comté de Plumas, en Californie; dans les monts Humboldt (Nevada), et dans divers autres gisements des mêmes chaînons. Ce fossile se montre encore près de Fort Rupert (Nord de Vancouver); à l'île Moresby, dans l'archipel de la Reine-Charlotte; sur la Rivière de la Paix, sur le flanc oriental des Montagnes Rocheuses (55° de lat. N.); au cap Nunakalkhak, à l'entrée de

[1. A. von Koenen a décrit récemment des bords du Mungo (Cameroun) une faune qu'il attribue au Crétacé inférieur (*Ueber Fossilien der unteren Kreide am Ufer des Mungo in Kamerun*, Abhandl. K. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl., Neue Folge, I, 1897, p. 1-48, pl. I-IV; *Nachtrag*, 1898, p. 51-64, pl. VI, VII); mais cette faune possède un cachet nettement plus récent, et son âge anté-albien ne paraît pas définitivement établi (W. Kilian). Voir aussi E. Stromer von Reichenbach, *Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika*, in-8°, München-Leipzig, 1896, p. 171, et carte p. 163.]

[2. On a vu que cette erreur de détermination, dans l'Ouest de la presqu'île indochinoise, se trouve compensée par la récente découverte au Tonkin d'un Trias marin authentique (I, p. 606, note 2). Tout récemment, la présence du Trias supérieur contenant *Daonella* et *Halobia* a en outre été signalée à Sumatra (W. Volz, *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, LI, 1899, p. 1-61, pl. I-V). D'autre part, il existe à Tchoung-Tien, dans la vallée du Kincha-Kiang, des couches littorales à Myophories dont l'analogie avec le Trias du type germanique est complète (L. von Lóczy, *Wissenschaftliche Ergebnisse der Reise des Grafen Bela Széchenyi in Ostasien*, in-4°, Budapest, III, 1898, p. 137-160 et 208-210, Tab. V, pl. X.)

[3. Cette idée a été reprise et développée à nouveau par l'auteur, dans sa *Note sur l'histoire des Océans* (C. R. Acad. Sc., CXXI, 1895, p. 1413-1416); voir aussi F. Priem, *La question de la permanence ou de l'instabilité des grandes dépressions océaniques, d'après des travaux récents* (Annales de Géogr., III, 1894, p. 173-182).]

la baie Povaluk (Alaska); enfin près de Verkhoïansk sur la Iana, dans l'Est de la Sibérie (63° de lat. N.)<sup>1</sup>.

C'est ainsi que les dépôts marins du Trias entourent l'Océan Pacifique<sup>2</sup>; ils se continuent par la Sibérie<sup>3</sup> et l'embouchure de l'Olenek jusqu'au Spitzberg, mais ils n'atteignent pas de ce côté le bassin de l'Atlantique.

Nous avons signalé (l, p. 593) le Trias marin d'Arrakan<sup>4</sup>. Les sédiments puissants de cette période prennent part à la constitution des hautes chaînes asiatiques<sup>5</sup>, mais leur raccordement avec le Trias des Alpes est encore peu connu. Les explorations étendues de Griesbach dans l'Afghanistan ont fait voir qu'*Halobia Lomeli*, espèce du Trias alpin supérieur, se retrouve à Chahil, au N.W. de Saighan, dans le Turkestan afghan<sup>6</sup>. Mais cette coquille s'y montre

1. Fr. Teller, *Die-Pelecypoden-Fauna von Werchojansk in Ostsibirien*; in Edm. Mojsisovics v. Mojsvár, *Arktische Triasfaunen* (Mém. Acad. Imp. Sc. St.-Petersbourg, 7<sup>e</sup> sér., XXXIII, n° 6, 1886, p. 103-137).

[2. Suess, *Note sur l'histoire des Océans*; v. Mojsisovics, Waagen et Diener, Mém. cité. — Sur le Trias de la Nouvelle-Calédonie et de Timor, voir ci-dessus, p. 262 et 269.]

[3. Mojsisovics, Mém. cité, et *Vorlage des Werkes « Arktische Triasfaunen »* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1886, p. 155-168); et *Ueber einige arktische Trias-Ammoniten des nördlichen Sibirien* (Mém. Acad. Imp. Sc. St.-Petersbourg, 7<sup>e</sup> sér., XXXVI, n° 5, 1888, 21 p., 3 pl.); C. Diener, *Mittheilungen über triadische Cephalopodenfaunen von der Ussuri-Bucht und der Insel Russkij in der ostsibirischen Küstenprovinz* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, Mathem.-naturw. Cl., CIV, Abth. I, 1895, p. 268-274), et *Triadische Cephalopodenfaunen der Ostsibirischen Küstenprovinz* (Mém. Comité Géol. St.-Petersbourg, XIV, n° 3, 1895, 59 p., 5 pl.)]

[4. Voir ci-dessus, p. 422, note 2.]

[5. Publications récentes sur le Trias de l'Himalaya : C. L. Griesbach, *Geology of the Central Himalayas* (Mem. Geol. Survey of India, XXIII, 1891); C. Diener, *Ergebnisse einer geologischen Expedition in den Central-Himalaya von Johar, Hundes, und Painkhanda* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, Mathem.-naturw. Cl., LXII, 1895, p. 533-608, pl. I-VIII); C. Diener, *Himalayan Fossils. The Cephalopoda of the Lower Trias*, in-4°, 181 p., 23 pl., 1897 (Palæontologia Indica, Ser. XV, vol. II, part 1); *The Cephalopoda of the Muschelkalk*, 148 p., 31 pl., 1895 (Ibid., vol. II, part 2); E. v. Mojsisovics, *Vorläufige Bemerkungen über die Cephalopoden-Fauna der Himalaya-Trias* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, Mathem.-naturw. Cl., CI, Abth. I, 1892, p. 372-378); *Preliminary Remarks on the Cephalopoda of the Himalaya Trias* (Records Geol. Survey of India, XXV, 1892, p. 186-189); *Beiträge zur Kenntniss der obertriadischen Cephalopoden-Faunen des Himalaya* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, Mathem.-naturw. Cl., LXIII, 1896, p. 575-701, 22 pl.; résumé, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1896, p. 346-373); A. von Krafft, *Notes on the triassic Cephalopoda of Spiti* (Geol. Survey of India, General Rep. for 1898-99, p. 11-22; faunes des couches à *Oloceras* et à *Ceratiles subrobustus* et du Muschelkalk). — Sur le Trias du Salt Range, voir W. Waagen, *Vorläufige Mittheilung über die Ablagerungen der Trias in der Salt-range* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLII, 1892, p. 377-386); *Preliminary Notice on the Triassic Deposits of the Salt Range* (Records Geol. Survey of India, XXV, 1892, p. 182-186); *Salt-Range Fossils*, vol. II, *Fossils from the Ceratite Formation*, part 1, *Pisces-Ammonoidea*, in-4° 323 p., 40 pl., 1895 (Palæont. Ind., Ser. XIII.)]

6. C. L. Griesbach, *Field Notes : N° 6-to accompany a Geological sketch Map of Afghanistan and Northeastern Khorassan* (Records Geol. Survey of India, XX, 1887 p. 97 et suiv.).

associée à des assises à végétaux qui représentent une partie du groupe de Gondwana de l'Inde, et nous avons vu que certains des termes inférieurs de cette série de Gondwana prennent également part, près de Darjiling, à la constitution des hautes chaînes (I, p. 590).

Les documents font défaut en ce qui concerne les contrées plus occidentales. Nous savons que le Trias manque dans le Turkestan russe<sup>1</sup>. Dans le Caucase, on ne connaît sous le Lias que des couches à végétaux attribuées encore au Jurassique. Il est vrai que E. von Mojsisovics, auquel on doit de si beaux travaux sur la répartition du Trias, croit pouvoir reconnaître des traces du Trias alpin inférieur au-dessus des dépôts permo-carbonifères de Djoulfa, en Arménie<sup>2</sup>. Quoi qu'il en soit à cet égard, ce n'est qu'au mont Bogdo, sur le bas Volga, que les récoltes des géologues russes ont permis à ce savant de reconnaître avec certitude l'existence du Trias alpin<sup>3</sup>. Des affleurements analogues se rencontrent de plus en plus fréquents dans le Nord-Ouest de l'Asie Mineure<sup>4</sup>, sur le bas Danube<sup>5</sup>, dans les Balkans<sup>6</sup>, dans les Carpathes<sup>7</sup> et dans les montagnes du centre de la Hongrie, jusque dans la région des Alpes Orientales. De là, nous suivons ces dépôts dans les Grisons; des Alpes Méridionales et de la Bosnie<sup>8</sup>, ils se prolongent, par l'Apennin, jus-

[1. Sur le Trias du Turkestan méridional, voici A. Bittner, *Beiträge zur Palaeontologie, insbesondere der triadischen Ablagerungen Central-asiatischer Hochgebirge* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLVIII, 1898, p. 689-718, pl. XIV-XV).]

[2. H. Abich, *Geologische Forschungen in den kaukasischen Ländern. I. Eine Bergkalkfauna von der Araxesenge bei Djoulfa in Armenien*, in-4°, VII-126 p., 11 pl., Wien, 1878.]

[3. T. Tschernyschew, *Quelques données sur la construction géologique de la Steppe d'Astrakhan* (Bull. Comité Géol. St.-Petersbourg, VII, 1888, p. 221-232); B. Doss, *Ueber sandhaltige Gypskrystalle vom Bogdo-Berge in der Astrachan'schen Steppe* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLIX, 1897, p. 143-151).]

[4. A. Bittner, *Triaspetrefakten von Balia in Kleinasien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLI, 1891, p. 97-116); *Neue Arten aus der Trias von Balia* (Ibid., XLII, 1892, p. 77-89, pl. IV-V); *Neue Brachiopoden und eine neue Halobia der Trias von Balia* (Ibid., XLV, 1895, p. 249-254, pl. XI); et les publications de Neumayr, G. von Bukowski, Toulou mentionnées en note, I, p. 663.]

[5. K. A. Redlich, *Geologische Studien in Rumänien*, II (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1896, p. 499); V. Anastasiu, *Le Trias de la Dobrogea* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXV, 1897, p. 890-894), et *Contributions à l'étude géologique de la Dobrogea (Roumanie). Terrains secondaires*, in-8°, 133 p., carte géol., Paris, 1898: signale un Muschelkalk se rapprochant beaucoup du type germanique.]

[6. Et jusque dans le Péloponnèse, aux environs de Mycènes: H. Douvillé, *Sur une Ammonite triasique recueillie en Grèce* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIV, 1896, p. 799-800).]

[7. V. Uhlig, *Die Geologie des Tatragebirges. I. Einleitung und Stratigraphischer Theil* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, LXIV, 1897, p. 643-684); *III. Theil, Geologische Geschichte* (Ibid., LXVIII, 1899, p. 57-74).]

[8. F. Ritter von Hauer, *Beiträge zur Kenntniss der Cephalopoden aus der Trias von Bosnien, I. Han Bulog* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, LIX, 1892, p. 251-296, 15 pl.); *II. Haliluci bei Sarajevo* (Ibid., LXIII, 1896, p. 237-276, 13 pl.). — G. v. Bukowski,

qu'en Sicile<sup>1</sup>. On ne les retrouve qu'avec d'autres caractères sur le versant nord des Alpes Suisses, mais ils se continuent, par les îles Baléares<sup>2</sup>, jusqu'à l'Ebre.

Ces faits nous révèlent l'existence d'une mer qui devait s'étendre de l'intérieur de l'Asie à l'Europe méridionale. C'est cette même mer dont Neumayr a reconnu l'existence en étudiant la répartition des dépôts jurassiques, et qu'il a désignée sous le nom de *Méditerranée Centrale* (« Centrales Mittelmeer »)<sup>3</sup>.

Trois exemples : l'étage hercynien, dans le Dévonien inférieur, le calcaire à Fusulines, dans le Carbonifère supérieur, et les dépôts permo-carbonifères de Djouffa, nous ont montré des sédiments marins de nature calcaire se formant dans le Sud et le Sud-Est de l'Europe à des époques où les sédiments détritiques et les formations de mer peu profonde prédominaient dans le Centre ou le Nord-Ouest. Un phénomène analogue se reproduit pendant les temps triasiques. Les régions même qui ont fourni le type de ce système, l'Allemagne centrale et septentrionale, l'Angleterre et une bonne partie de la France, y compris les monts Jura et le département du Var, doivent être considérées comme offrant un développement essentiellement anormal et local du Trias. Les dépôts détritiques et sublittoraux, lacustres et salifères jouent dans ces

*Einige Beobachtungen in dem Triasgebiete von Süddalmatien* (Verhandl., k. k. Geol. Reichsanst., 1895, p. 133-138 et p. 319-324); *Werfener Schichten und Muschelkalk in Süddalmatien* (Ibid., 1896, p. 325-331); *Zur Stratigraphie der süddalmatinischen Trias* (Ibid., p. 379-385). — F. Kossmat, *Die Triasbildungen der Umgebung von Idria und Gereuth* (Ibid., 1898, p. 86-104).]

[1. Travaux récents sur le Trias de l'Italie méridionale : G. Di Stefano, *Sulla estensione del Trias superiore nella Provincia di Salerno* (Boll. Soc. Geol. Ital., XI, 1893, p. 229-233); L. Baldacci e C. Viola, *Sull'estensione del Trias in Basilicata e sulla tettonica generale dell'Appennino meridionale* (Boll. R. Comit. Geol. d'Italia, XXV, 1894, p. 372-390); G. De Lorenzo, *Le montagne mesozoiche di Lagonegro* (Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli, ser. 2<sup>a</sup>, VI, n° 15, 1894, 128 p., 1 pl., 1 carte géol.); A. Bittner, *Brachiopoden aus der Trias von Lagonegro in Unteritalien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLIV, 1894, p. 583-588); *Bemerkungen über die Trias des südlichen Italiens und Siciliens* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1895, p. 483-484; 1896, p. 275-277); G. Di Stefano, *Per la geologia della Calabria settentrionale* (Boll. Soc. Geol. Ital., XV, 1896, p. 375-384); E. von Mojsisovics, *Zur Altersbestimmung der sicilischen und süditalianischen Halobienkalke* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1896, p. 197-201); E. Boese und G. De Lorenzo, *Geologische Beobachtungen in der südlichen Basilicata und dem nordwestlichen Calabrien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLVI, 1896, p. 235-268). Voir aussi la *Carte géologique internationale de l'Europe*, feuilles 38 et 39, Livr. II-III, Berlin, 1896-98.]

[2. H. Nolan, *Sur les terrains triasique et jurassique des îles Baléares* (C. R. Acad. Sc., CXVII, 1893, p. 821-823).]

3. M. Neumayr, *Die geographische Verbreitung der Juraformation* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien., Mathem.-Naturw. Cl., L, 1885, p. 57-142, 2 cartes). [M. Suess a proposé de désigner sous le nom de *Tethys* la « Centrales Mittelmeer » de Neumayr (*Are great Ocean Depths Permanent?* Natural Science, II, 1893, p. 183; et C. R. Acad. Sc., CXXI, 1895, p. 1113).]

contrées un rôle plus important qu'ailleurs, et la série des trois termes : Grès bigarré, Muschelkalk et Keuper, constitue un exemple remarquable de « cycle sédimentaire », dont la partie moyenne est formée par une masse lenticulaire de calcaire, le Muschelkalk. En effet, le Muschelkalk fait défaut vers le nord-ouest, c'est-à-dire dans la partie occidentale du bassin de Paris et en Angleterre, régions où le Keuper recouvre directement le Grès bigarré, dont il ne se distingue parfois que difficilement<sup>1</sup>.

Il n'était pas possible de se former une conception exacte de l'état des choses dans les principales de ces régions, aussi longtemps que l'on persistait à considérer les horsts rhénans, la Forêt-Noire et les Vosges, comme des portions d'anciens rivages. En 1877, Benecke abandonna cette manière de voir, et fut dès lors conduit à formuler des vues d'ensemble sur le Trias de l'Ouest de l'Europe Centrale<sup>2</sup>. En suivant attentivement les descriptions de cet auteur, ainsi que celles de Sandberger et d'autres géologues, on ne tarde pas à s'apercevoir du danger qu'il y aurait cependant à trop simplifier et à trop schématiser la conception qui fait des dépôts triasiques un cycle sédimentaire régulier. Sans doute, le Grès bigarré est bien un dépôt transgressif, et témoigne d'une phase positive ; il s'appuie sur des terrains d'âge très différent, mais les couches de nature variée qui s'intercalent dans sa masse et qui contiennent tantôt des coquilles marines, tantôt des végétaux, ses bancs dolomitiques, puis les argiles bigarrées gypsifères du Muschelkalk moyen, les nombreuses zones salifères et les intercalations répétées de bancs de dolomies du Keuper, qui renferment çà et là, jusque dans le Nord de l'Allemagne, des coquilles marines isolées, et même, près de Wurtzbourg, une des espèces les plus répandues dans les Alpes Orientales, *Myophoria Raibliana*, doivent être considérées (avec d'autres exemples que nous ne citons pas) comme des anomalies, comme de véritables *réurrences*<sup>3</sup>, venant interrompre le cycle

[1. A. Irving, *The Base of the Keuper Formation in Devon* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLIX, 1895, p. 79-83) ; et W. Talbot Aveline, *The St. Bees Sandstone* (Geol. Mag., Dec. 3, X, 1893, p. 87) ; H. B. Woodward, *The Geology of England and Wales*, 2<sup>a</sup> ed., 1887, p. 221-242 ; pour le Nord de la France, voir A. de Grossouvre, *Sur les relations du trias du sud-est du bassin de Paris* (C. R. Acad. Sc., CXIV, 1892, p. 1218-1220).]

2. E. W. Benecke, *Ueber die Trias in Elsass-Lothringen und Luxemburg* (Abhandl. z. Geol. Specialkarte v. Els.-Lothr., I, Heft 4, 1877, p. 491-825, pl. I-VII, 2 cartes). [Pour un résumé de la stratigraphie du Trias en Souabe et en Lorraine, voir R. Lepsius, *Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten*, I, Lief. 2, in-8°, Stuttgart, 1889, p. 449-458, tableaux IV-VI].

[3. MM. Munier-Chalmas et Haug font intervenir ici des courants chauds (Em. Haug, *Le Trias alpin*, p. 246).]

théorique. En même temps, les sédiments deviennent toujours plus puissants, jusqu'à ce qu'enfin les dépôts littoraux de l'étage suivant (Rhétien), dépassant les limites atteintes par les formations triasiques, arrivent à déborder sur les terrains plus anciens, et témoignent ainsi d'un relèvement des rivages, bien au-dessus du niveau qu'ils occupaient pendant le Trias.

Les étages calcaires du Trias extra-alpin sont toujours, quand ils existent, intercalés entre deux termes détritiques : le Grès bigarré et le Keuper. Leur extension coïncide d'une façon frappante avec celle du Zechstein, mais elle est plus restreinte. Nous avons affaire à un cycle qui s'est accompli par oscillations<sup>1</sup>.

Pendant ce temps se déposaient dans les Alpes Orientales des

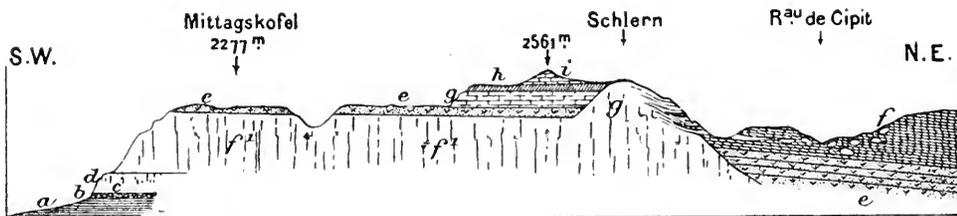


FIG. 79. — Coupe à travers le récif du Schlern, d'après Mojsisovics (*Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien*, p. 166). Alternance de la Dolomie et des couches de Wengen sur le rebord externe, et formations accumulées à l'intérieur du récif.

a, Couches de Werfen; b, Muschelkalk inférieur; c, Muschelkalk supérieur; d, Dolomie de Buchenstein; e, Couffées de porphyre augitique; f, Couches de Wengen avec blocs arrachés au récif; g, Dolomie stratifiée de Wengen et de Saint-Cassian; h, Couches de Raibl; i, Calcaire du Dachstein. — Échelle de 1 : 80 000 environ (hauteurs et longueurs).

sédiments tout différents de ceux dont nous venons de parler. Ils sont presque exclusivement pélagiques; une riche faune les caractérise; les calcaires et les dolomies y atteignent une épaisseur considérable<sup>2</sup>.

Le développement de ces formations est particulièrement curieux dans le Tyrol Méridional.

F. von Richthofen a reconnu que, dans cette contrée, de puis-

[1. E. Fraas, *Die Bildung der germanischen Trias, eine petrogenetische Studie* (Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg, LV, 1899, p. 36-100).]

[2. Em. Haug, *Le Trias alpin* (Revue Générale des Sc., IV, 1893, p. 241-246); E. W. Benecke, *Bemerkungen ueber die Gliederung der oberen alpinen Trias und über alpinen und ausseralpinen Muschelkalk* (Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. B., IX, 1895, p. 221-244); W. Salomon, *Geologische und palaeontologische Studien über die Marmolata* (Palaeontographica, XLII, 1895, p. 1-210, p. 1-VIII; contient une importante bibliographie du Trias alpin); Voir en outre S. v. Wöhrmann, *Ueber die untere Grenze des Keupers in den Alpen* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXVII, 1888, p. 69-76), et *Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler-Schichten in den Nordtiroler und bayerischen Alpen* (Ibid., XXXIX, 1889, p. 181-258, pl. V-X); G. v. Arthaber *Die Cephalopodenfauna der Reiflinger Kalke* (Beitr. zur Paläont. Oesterr.-Ung. u. des Orients, X, 1896,

sants massifs calcaires et dolomitiques constituent de grands escarpements à certains niveaux du Trias; entre ces massifs et sur leurs flancs se sont déposés des sédiments détritiques et des tufs volcaniques (fig. 79). Richthofen considérait ces massifs comme d'anciens récifs coralligènes. Gümbel objecta la rareté des Polypiers dans ces calcaires qui, du reste, la plupart du temps, sont stratifiés. Les descriptions de E. von Mojsisovics et de ses collaborateurs R. Hoernes et C. Doelter ont éclairci la question<sup>1</sup>. Les récifs calcaires et dolomitiques sont pour ainsi dire enterrés dans les dépôts détritiques du Trias (fig. 80). La forme de ces récifs ne correspond à celle des reliefs actuels que dans le cas assez rare où l'érosion a mis à nu les pentes extérieures du récif, qui alors sont devenues les versants de la mon-

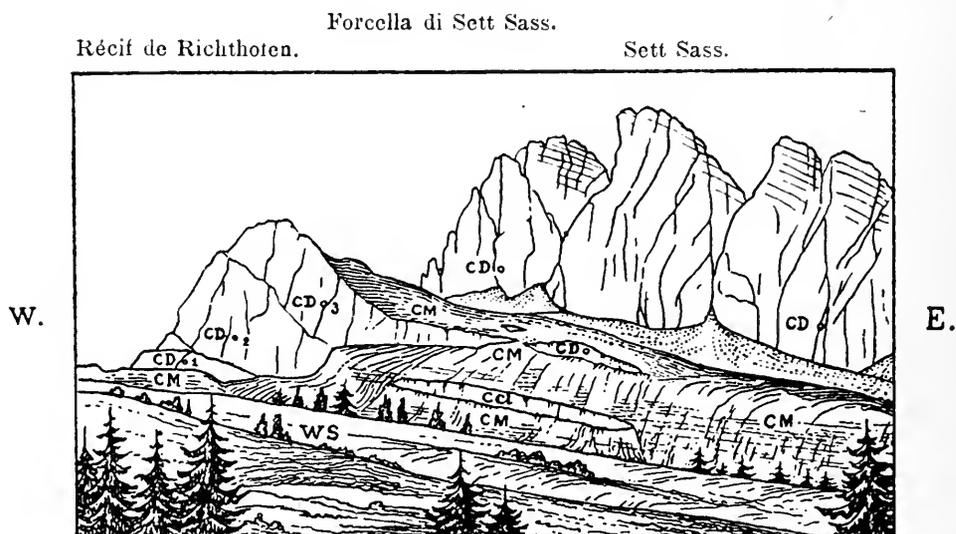


FIG. 80. — Tyrol méridional. Le Sett Sass vu de la Montagna di Castello, d'après Mojsisovics (*Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien*, p. 250).

Coincement d'un récif dans les couches de Saint-Cassian. — WS, Couches de Wengen; CM, Marnes de Saint-Cassian; CCl, Calcaire de Cipit; CDo, Dolomies de Saint-Cassian.

tagne (fig. 81). La plupart de ces masses sont stratifiées; d'autres ne le sont pas. Mojsisovics considère les récifs non stratifiés comme des

p. 1-111, 10 pl.); E. W. Benecke, *Lettenkohlengruppe und Lunzer Schichten* (Ber. Naturf. Ges. zu Freiburg i. B., X, 1897, p. 109-151); A. Bittner, *Ueber die stratigraphische Stellung des Lunzer Sandsteins in der Triasformation* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLVII, 1897, p. 429-454); F. Böse, *Beiträge zur Kenntniss der alpinen Trias* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., L, 1898, p. 468-586, 693-761, 1 pl.); A. Törnquist, *Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Umgebung von Recoaro und Schio* (Ibid., L, 1898, p. 209-233, 637-694, 7 pl.). — Pour l'indication des travaux relatifs à la classification du Trias alpin en général, voir ci-dessus, p. 419, note 3.]

1. F. Freih. von Richthofen, *Geognostische Beschreibung von Predazzo, St. Cassian und der Seisser Alpe*, in-4°, Gotha, 1860; C. W. Gümbel, *Das Mendel- und Schlerngebirge* (Sitzungsber. Akad. München, 1873, p. 71 et suiv.); Edm. Mojsisovics von Mojsvar, *Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien*, in-8°, Wien, 1879.



FIG. 81. — Tyrol méridional. Le groupe du Langkofel et la Seisser Alpe, d'après Mojsisovics (*Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien, frontispice*).  
Pentes externes d'un récif dolomitique, dégagé par l'érosion des terrains marneux qui lui servent d'enveloppe.



constructions coralliennes. Leurs flancs montrent parfois un revêtement de débris anguleux, disposition connue sous le nom de « Ueberguss-Schichtung » ou stratification débordante.

Il n'est guère contestable<sup>1</sup> que le nom de *récif* puisse être jus-

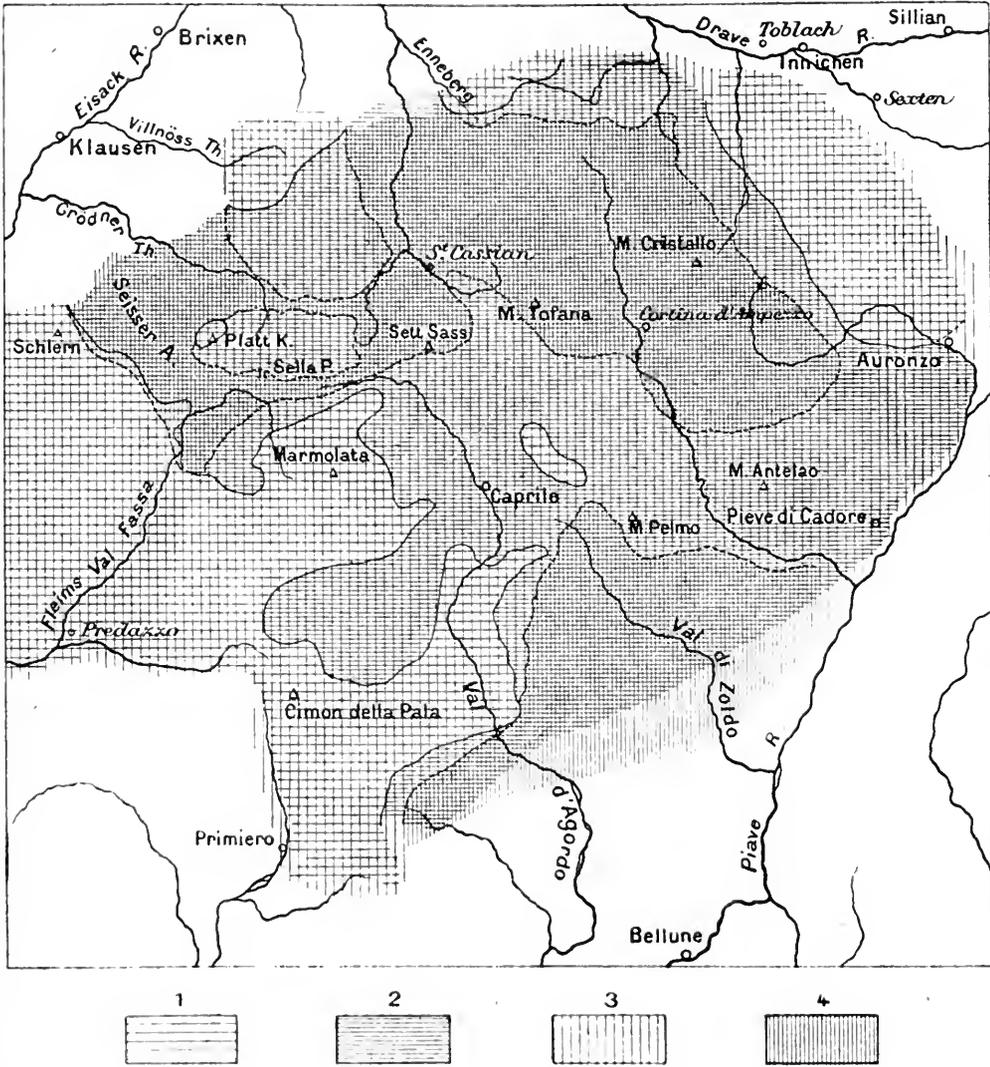


FIG. 82. — Extension des récifs dolomitiques du Trias supérieur dans le Tyrol méridional, d'après Mojsisovics (*Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien*, p. 482, 483).

1. Extension des récifs à l'époque des couches inférieures de Wengen; 2. Sédiments normaux de la même époque. — 3. Extension des récifs à l'époque des couches de Saint-Cassian; 4. Sédiments normaux de la même époque. — Échelle de 1 : 700 000 environ.

[1. Des recherches récentes ont fait naître quelques doutes au sujet de certains de ces récifs; Miss Maria M. Ogilvie [Mrs. Gordon], *Contributions to the Geology of the Wengen and St. Cassian Strata in Southern Tyrol* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLIX, 1893, p. 1-78, cartes et coupes); *Coral in the "Dolomites" of South Tyrol* (Geol. Mag., Dec. 4, I, 1894 p. 1-10 et 49-60, pl. II, III); *The Torsion-Structure of the Dolomites* (Quart. Journ. Geol. Soc., LV, 1899, p. 560-634, pl. XL : carte); F. Wähner, *Korallenriffe und Tiefseeablagerungen in der Alpen*, in-12, Wien, 1892; A. Rothpletz, *Ein Geologischer Querschnitt durch die Ost-Alpen*, in-8°, Stuttgart, 1894, p. 52-68.]

tement appliqué à ces masses calcaires<sup>1</sup>. Pour les horizons inférieurs, on distingue entre la vallée de l'Adige et celle de Sexten deux régions où se développent ces récifs, l'une à l'Ouest, l'autre à l'Est; ils font complètement défaut dans le territoire intermédiaire. Plus tard, à l'époque où se termine le dépôt des couches de Saint-Cassian, ces deux groupes se réunissent en une seule bande passant par Caprile, Pieve di Cadore et Auronzo, et le domaine des sédiments détritiques se trouve réduit (fig. 82). Ajoutons que pendant une phase plus récente encore, correspondant à l'horizon du « Plattenkalk », les bancs stratifiés se sont étendus sur toute la région.

Dans les Alpes Septentrionales se formèrent des calcaires et des dolomies massives ou stratifiées, en couches toujours plus ou moins continues<sup>2</sup>. Nous n'en examinerons ici que les bancs supérieurs, qui sont intimement liés à l'étage rhétien.

**2. Mouvements positifs de l'époque rhétienne.** — Lorsqu'on est au Königsee, près de Berchtesgaden, il est facile de distinguer à l'œil nu, dans les parois blanchâtres qui dominent St. Bartholomae, deux termes distincts. A la base, la roche est grise, non stratifiée, esquilleuse, et prend, par l'effet de la désagrégation, l'apparence d'une série de cônes pointus. L'étage supérieur se signale par de nombreux joints réguliers de stratification et couronne la plupart des sommets rocheux. Du haut du Steinernes Meer, situé au sud du lac, le regard embrasse un panorama de montagnes qui, jusqu'à la pointe du Watzmann, présentent les mêmes joints réguliers traversant les mêmes masses calcaires (fig. 83). Cette division des calcaires alpins, immédiatement inférieure à l'étage rhétien, a reçu le nom caractéristique de *Plattenkalk*<sup>3</sup>. On la connaît du Vorarlberg jusqu'à l'extrémité orientale des Alpes, près de Vienne; elle existe aussi dans toute la partie calcaire des Alpes

[1. Les recherches de C. Schmidt et G. Steinmann (Eclogæ Geol. Helv., II, n° 1, 1890, p. 15, 60, etc.) ont fait voir qu'il existait aux environs de Lugano des masses récifales analogues intercalées dans le Trias. Ce faciès s'étend à une partie des Alpes Occidentales, et il est probable qu'une portion des *Calcaires du Briançonnais* représente des formations récifales triasiques (W. Kilian, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIX, 1890-91, p. 599). Là aussi, le faciès calcaire fait place brusquement au faciès détritique et schisteux, celui des *schistes lustrés*, au milieu duquel les masses calcaires forment parfois de véritables îlots (M. Bertrand, Ibid., XXII, 1894, pl. VII : carte des faciès).]

[2. Pour un exposé d'ensemble, voir W. C. von Gümbel, *Geologie von Bayern*, I, in-8°, Kassel, 1888, p. 659, 674, 676, etc. Pour des exemples, voir M. Schlosser, *Das Triasgebiet von Hallein* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., L, 1898, p. 333-384, pl. XII, XIII).]

[3. Les aspects typiques de ces calcaires sont bien rendus dans les nombreuses photographies qui accompagnent l'ouvrage de Fr. Simony, *Das Dachsteingebiet. Ein geographisches Charakterbild aus den oesterreichischen Nordalpen*, in-4°, Wien, 1839-1895

Méridionales, de même que dans la bande étroite de terrains calcaires, pincés entre des failles, qui traverse la Carinthie, et où elle présente un développement typique. Je comprends aussi dans cet ensemble les calcaires stratifiés des *Montagnes du Dachstein*, et je tiens pour synonymes les dénominations de « Dachsteinkalk » (calcaires du Dachstein) et de « Plattenkalk » (calcaires en dalles)<sup>1</sup>. Les bancs de calcaires à teinte claire qui recouvrent les couches fossilifères du Rhétien et qu'on a coutume de désigner dans la partie ouest des Alpes Septentrionales, et par opposition au Plattenkalk, sous le nom de Dachsteinkalk (ou Dachsteinkalk supérieur) ne sont en effet qu'une récurrence des bancs du Plattenkalk à un niveau un peu plus élevé.

Schafhäütl et Gümbel s'étaient aperçus, il y a de longues années

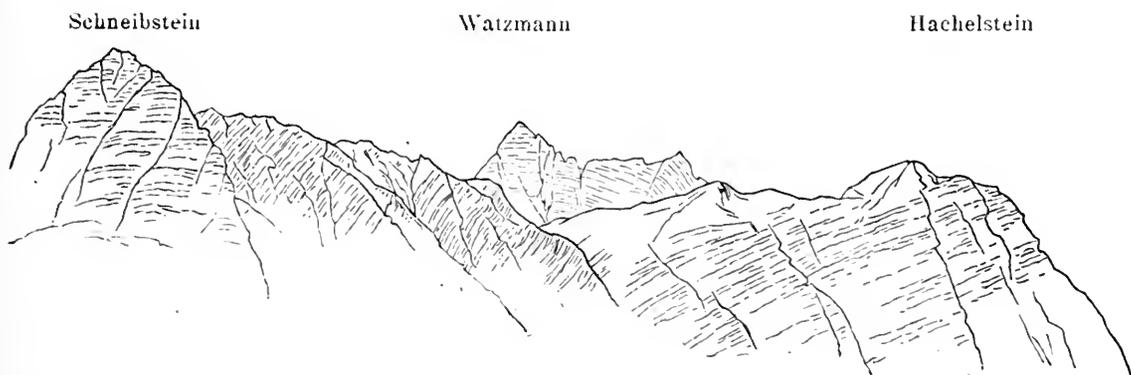


FIG. 83. — Vue prise de l'Oberlahner, montée de l'Alpe du Funtensee, Steinernes Meer, d'après un croquis de l'auteur.

déjà, que les tests de Foraminifères entraient pour une bonne part dans la constitution de ces assises. En 1863, Peters constata, par l'examen de plaques minces, l'abondance de micro-organismes dans les calcaires du Dachstein comme dans ceux du Terglou<sup>2</sup>. Ces couches présentent une foule d'autres particularités du plus

[1. Voir E. v. Mojsisovics, *Über den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, Mathem.-naturw. Cl., CV, Abth. 1, 1896, p. 5-40); il résulte de ce travail que le calcaire du Dachstein comprend aussi une notable partie du Lias. Voir aussi A. Bittner, *Dachsteinkalk und Hallstätter Kalk*, in-8°, 80 p., Wien, 1896. Sur le Rhétien des Alpes Orientales, consulter en outre W. B. Clark, *A New Ammonite which throws additional light upon the geological position of the Alpine Rhætic* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser.; XXXV, 1888, p. 118-120); Miss M. Ogilvie, *Mém. cités.*]

2. K. F. Peters, *Ueber Foraminiferen im Dachsteinkalk* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XIII, 1863, p. 293-298). [Voir aussi W. Kilian, *Note sur l'histoire et la structure des chaînes alpines* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIX, 1891, p. 571 et suiv.); W. Kilian et M. Hovelacque, *Examen microscopique de calcaires Alpains* (Ibid., XXV, 1897, p. 638-640), et l'*Atlas* de ces auteurs actuellement sous presse.]

haut intérêt; il y a là un champ d'études vaste et instructif qui n'a encore été qu'effleuré, je ne puis donc consigner ici qu'un petit nombre d'observations, en quelque sorte préliminaires.

Approchons-nous d'une de ces immenses parois calcaires dont nous parlions tout à l'heure.

Nous remarquons d'abord des *débris d'un rouge vif*, épars dans l'épaisseur des bancs. Ces sortes d'éclats (Scherben) sont tantôt anguleux et semblant résulter de la fragmentation d'une couche rouge durcie, tantôt feuilletés et rubanés de rouge et de jaune. D'autres fois c'est un des grands Mégalodontes contenus dans le calcaire dont le remplissage consiste en une matière rouge, s'étendant seulement jusqu'à une ligne droite au delà de laquelle le calcaire ou la calcite ont conservé leur teinte normale. Cette matière rouge rappelle la *terra rossa* du Karst et des récifs coralliens émergés d'Océanie<sup>1</sup>; c'est le résidu d'une décalcification qui n'a pu s'effectuer sous les flots de la mer.

La manière dont se présentent les *Polypiers* mérite aussi d'être examinée. On reconnaît parfois, se dessinant en blanc sur le fond gris clair de la roche, les ramifications spathisées de grands Polypiers; leur détermination offre beaucoup de difficultés et on les désigne habituellement sous le nom de *Lithodendron*<sup>2</sup>. Les rameaux rayonnants forment des rosettes ou des nodosités, qui sont parfois fixées sur les coquilles de grands *Megalodus*. Les *Lithodendron* ne se rencontrent pas seulement à l'état de spécimens isolés dans le calcaire : certains bancs en sont entièrement formés; leurs rameaux sont alors dressés plus ou moins verticalement et les intervalles remplis par du calcaire; on a affaire alors à de véritables calcaires coralliens. Ces bancs sont séparés du substratum par un joint; et l'on constate de plus, chose singulière, qu'un joint analogue, qui souvent est très apparent et peut être suivi de fort loin sur les parois rocheuses, les limite également à la partie supérieure : les rameaux et les nodosités des Polypiers ne pénètrent jamais, ainsi qu'on pourrait s'y attendre, par suite d'irrégularités de croissance, dans le banc calcaire immédiatement supérieur. Je me rappelle même avoir vu, il y a quelques années, sur les parois rocheuses

[1. D'après J. Walther (*Lithogenesis der Gegenwart*, in-8°, Jena, 1894, p. 562 et 932), la *Terra rossa* des récifs ne serait pas un produit de décalcification, mais résulterait de la décomposition des ponces et autres matières volcaniques échouées sur les îlots coralliens. Cette opinion est partagée par les naturalistes du « Challenger » (*Narrative*, I, part. 1, 1885, p. 141).]

[2. Voir C. Schmidt und G. Steinmann, *Geologische Mittheilungen aus der Umgebung von Lugano* (Eclogae geol. Helv., II, 1889, p.22 et suiv.).]

du Schladminger Loch, dans le massif du Dachstein, deux de ces bancs coralliens, séparés par une faible épaisseur de couches, conserver leur puissance sur de grandes étendues. La surface supérieure doit-elle être considérée comme une surface d'érosion, semblable à celles que produisent les vagues en déferlant sur le bord des récifs actuels? Je ne saurais le décider.

La *nature des bancs* eux-mêmes est très variée. Tantôt ils sont gris, esquilleux, sans la moindre trace de fossiles, tantôt d'un blanc jaunâtre ou grisâtre; dans ce dernier cas, leur cassure est plane et les débris organiques y sont parfois abondants. Des bancs ainsi constitués alternent indéfiniment. Certains d'entre eux contiennent plus de 40 p. 100 de carbonate de magnésic; il n'est pas douteux que la dolomie ne s'y soit formée directement, par précipitation au sein de la mer<sup>1</sup>. Au milieu de cet ensemble, on remarque des bancs riches en débris de micro-organismes et qui n'ont pas du tout l'aspect habituel des dolomies.

Leur structure interne est de même très variée. Certains bancs ont une texture schisteuse, qui apparaît également sur les surfaces altérées des calcaires à Gyroporelles de la Rax-Alp, dans la Basse-Autriche, appartenant à un niveau plus ancien. D'autres bancs contiennent des fragments grands et petits de calcaires d'origines diverses, qui souvent ne deviennent apparents que par le polissage. Des coquilles de *Rhynchonella ancilla* s'y rencontrent en abondance sur le bord gauche du Karls-Eisfeld, au-dessous du Schöberl, dans le massif du Dachstein. On a obtenu par la mine des blocs qui, une fois polis, ont permis de constater que les Rhynchonelles sont renfermées dans des morceaux de calcaire gris clair, remaniés et intercalés dans les bancs en question. Les surfaces polies ont également mis en évidence des morceaux de calcaire d'un blanc jaunâtre contenant d'autres restes organisés, des débris de calcaire gris sans fossiles et enfin des parties dans lesquelles la présence de la terre rouge dessine des bandes de coloration plus ou moins foncée.

On remarque aussi que ces divers fragments présentent une

1. Gümbel l'a toujours affirmé. Les intercalations dolomitiques du grès de Potsdam, le *Waterlime* du Silurien supérieur de l'Amérique du Nord, les bancs dolomitiques du Dévonien supérieur de Russie, les dolomies qui représentent le Zechstein en Angleterre, celles du Keuper allemand, toutes formations plus ou moins littorales, sont autant d'exemples du dépôt direct de la dolomie. [Il convient de rappeler que J. Walther a observé des organismes constructeurs (algues, etc.) à squelette dolomitique (Ouvr. cité, p. 887). La transformation du calcaire en dolomie par diagenèse est du reste un phénomène caractéristique des récifs coralliens (Ibid., p. 707 et 933).]

sorte de *croûte concrétionnée* (Uebersinterung). Il n'est pas rare de voir, et ce fait est particulièrement net au Karls-Eisfeld, chacun des éléments hétérogènes dont nous avons parlé entouré d'une croûte de chaux carbonatée, qui paraît antérieure à la formation du ciment. Cette chaux carbonatée présente, sur les sections, une structure radiée. Parfois plusieurs fragments sont contenus dans une même enveloppe de tuf. Il ne faut pas confondre ces croûtes concrétionnées avec les sécrétions de calcite qui remplissent, dans les couches de Vils par exemple, les coquilles de Brachiopodes et qui, dans certains cas, remplacent la roche et constituent, ainsi que l'a décrit Rothpletz<sup>1</sup>, la gangue même des fossiles : il s'agit ici de l'encroûtement et de l'agglutination de débris de roches étrangères par de la calcite concrétionnée. On ne conçoit pas comment ce phénomène, certainement antérieur à la cimentation de la roche et à son façonnement en dalles, aurait pu s'effectuer sous les eaux de la mer.

Nous avons encore à considérer le *mode de séparation des bancs*. Certains bancs sont séparés par des joints très accentués, sans cependant présenter la moindre différence de constitution au point de vue pétrographique ; dans d'autres bancs, au contraire, on voit souvent deux ou même trois lits, très distincts de couleur et de texture très différentes, n'être séparés par aucun joint<sup>2</sup>.

Il n'est pas rare d'observer deux ou même trois de ces lits réunis dans un même banc ; ces lits sont alors délimités chacun, non par un joint, mais par une ligne sombre, nettement dentelée et rappelant un peu une suture cranienne. Ces lignes sombres ont été décrites par Gümbel et Pichler ; Rothpletz en parle sous ce nom de « sutures ». Elles ne doivent pas, comme on l'a supposé, leur origine à des phénomènes de pression ; lorsqu'on arrive, en effet, grâce au mince enduit argileux dont la tranche dessine sur les parois rocheuses ces lignes dentelées, à découvrir la surface séparative des couches, on aperçoit une véritable formation stylolithique, c'est-à-dire que de nombreuses particules du dépôt supé-

1. A. Rothpletz, *Geologisch-palaeontologische Monographie der Vilsener Alpen* (Palaeontographica, XXXIII, 1886, p. 66, pl. XV, fig. 17). Bischof a montré quelles importantes raisons on a d'admettre que le carbonate de chaux ne peut se précipiter dans les eaux marines sans l'intervention d'organismes. H. Loretz a observé, dans des plaques minces, des Foraminifères entourés de zones à structure radiée analogues aux encroûtements dont il vient d'être question (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXX, 1878, p. 412, pl. XVIII, fig. 11).

2. E. Suess u. Edm. von Mojsisovics, *Studien ueber die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen* ; II. *Die Gebirgsgruppe des Osterhornes* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XVIII, 1868, p. 167-200, pl. VI-VIII).

rieur apparaissent enfoncées, à la manière d'un coin, dans la couche sous-jacente <sup>1</sup>.

Nous arrivons maintenant à la plus remarquable des particularités offertes par le Plattenkalk, je veux parler des intercalations appelées *Zwischenmittel*. Dans les joints de ces calcaires on observe généralement, en effet, des matières étrangères, argileuses. Il est d'ordinaire assez difficile d'accéder à ces « délits » et de les étudier de près; je ne saurais donc affirmer qu'ils se présentent d'une façon absolument constante. A l'Osterhorn, au sud du lac de Saint-Wolfgang, on voit ainsi apparaître de loin en loin, dans les assises supérieures du Plattenkalk et dans le voisinage des couches rhétiennes les plus inférieures, de petites bandes charbonneuses provenant de troncs flottés. Les « délits » sont constitués par un schiste noir bitumineux, renfermant des restes de Ganoïdes, de nombreuses écailles de poissons et des branches d'*Araucarites alpinus*. Malgré les quelques bandes charbonneuses qu'il contient, le calcaire contraste d'une façon très marquée, par sa teinte claire, ses Mégalodontes et ses Polypiers, avec les schistes noirs à poissons et plantes terrestres. Ces intercalations se continuent vers l'ouest. Von Ammon les a fait connaître en détail aux environs de Partenkirchen, en Bavière <sup>2</sup>. On a tiré longtemps du pétrole de ces délits riches en restes de poissons, près de Seefeld, dans le Tyrol, et les gouttes d'« huile de Saint-Hubert » que l'on voit en quelques endroits surnager sur l'eau des sources proviennent de ce niveau. A l'Osterhorn, les délits noirs de schiste à poissons se répètent

1. Des sutures de ce genre apparaissent nettement sur les faces polies des calcaires du Jurassique supérieur ou du Crétacé, employés pour les constructions dans la Haute-Italie, mais elles ne semblent pas, dans ce cas, délimiter des bancs de nature bien différente. — A l'Osterhorn, il existe un banc (le n° 22 de la liste donnée p. 172 du Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst. en 1868) formé dans sa partie inférieure par un lit d'un brun chamois, et dans sa partie supérieure par une zone grise. Le premier (a) contient beaucoup de débris organiques, notamment des Polypiers; la zone grise (b) pénètre assez profondément, de haut en bas, dans les cavités cylindriques de ces Polypiers. Une analyse, que je dois à l'obligeance du Dr C. Natterer, a donné :

Eau . . . . .	(a) 0,04	(b) 0,05
Matières insolubles dans l'acide chlorhydrique. . .	0,26	1,61
Fer, traces d'acide phosphorique . . . . .	0,13	0,30
Ca CO <sup>2</sup> . . . . .	55,76	55,10
Mg CO <sup>2</sup> . . . . .	44,13	42,76
	<hr/>	<hr/>
	100,32	99,85

Les deux lits, dont l'aspect est si différent, sont, on le voit, de véritables dolomies et ne se distinguent que par des variations minimales de leur teneur en argile et en fer. [Sur l'origine mécanique de ces sutures, voir aussi A. Rothpletz, *Ein Geologischer Querschnitt durch die Ost-Alpen*, p. 212-217.]

2. L. von Ammon, *Die Gastropoden des Hauptdolomites und des Plattenkalkes der Alpen* (Abhandl. Zool.-Min. Ver. Regensburg, XI, 1878, p. 46-55).

plusieurs fois dans l'épaisseur des calcaires blancs, et c'est au-dessus que commencent à alterner avec les bancs de ces mêmes calcaires des couches marneuses, contenant des Bivalves qui caractérisent, en Souabe, le faciès littoral de l'étage rhétien.

Les premières de ces couches ressemblent encore plus ou moins aux « délits » que nous venons de décrire; elles ne tardent pas, toutefois, à augmenter d'épaisseur, mais alternent toujours avec des bancs de calcaires clairs; l'ensemble prend une apparence plus foncée; les éléments détritiques se font plus abondants. A mesure qu'on s'élève dans la série des couches, les mollusques de mer plus profonde arrivent à prédominer sur les types littoraux, et on finit par se trouver en plein faciès marin de l'étage rhétien; après une dernière intercalation de deux bancs de calcaire blanc à *Lithodendron*, qui n'ont ensemble que 60 pieds d'épaisseur, l'on voit reparaître les couches foncées du Rhétien.

Nous retiendrons de ce qui précède que les *premières intercalations rhétiennes qui coupent les calcaires blancs et les dolomies des Alpes tyroliennes ne sont pas des dépôts de mer profonde, mais renferment une faune littorale.*

Zugmayer a indiqué pour la Basse-Autriche une succession qui est tout aussi démonstrative que celle de l'Osterhorn<sup>1</sup>.

Près du moulin de Waldegg, dans la vallée de Piesting, où le Plattenkalk atteint une puissance qu'on évalue à plus de 1 000 mètres, des délits de marnes rouges apparaissent dans les joints des assises supérieures; ces marnes moulent les moindres accidents de la surface des bancs et se réunissent parfois en une couche continue et mince; elles contiennent de nombreuses écailles et de petites dents de *Gyrolepis*, *Sargodon*, *Saurichthys*, *Acrodus* et d'autres poissons et représentent le « Bonebed » qui accompagne les couches rhétiennes dans les régions où cet étage possède son faciès littoral. Des intercalations semblables se répètent au moins quatre ou cinq fois entre les bancs plus compacts du calcaire. Un calcaire dur à *Megalodus* vient ensuite, puis une première couche (0<sup>m</sup>,50) remplie de coquilles du Rhétien littoral; de nouvelles assises calcaires la surmontent, puis une intercalation rougeâtre avec « Bonebed », et enfin la succession variée des dépôts accumulés dans des zones de plus en plus profondes de la mer rhétienne.

Il est inutile de multiplier les exemples. La présence des marnes et des débris rouges décrits plus haut, l'entassement de fragments

1. H. Zugmayer, *Ueber bonebedartige Vorkommnisse im Dachsteinkalke des Piestingthales* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXV, 1875, p. 79-88).

calcaires anguleux, et probablement aussi l'« encroûtement » de ces derniers, sont autant d'indices de l'émersion momentanée que doivent avoir subie certains bancs du Plattenkalk, d'ailleurs aussitôt recouverts par les flots. Avec l'apparition des coquilles rhétiennes coïncide un apport plus abondant des éléments détritiques.

La coupe de l'Osterhorn nous offre la superposition de plusieurs faciès, qui représentent autant de zones bathymétriques différentes de la mer rhétienne. Le premier est le faciès souabe : un « Bonebed », des couches à *Mytilus* et *Taniodon*, avec *Avicula contorta*, mais sans Brachiopodes. A cette formation succède le faciès carpathique, caractérisé par *Avicula contorta*, *Terebratula gregaria*, *Ostrea Haidingeri*. Le faciès de Kössen vient ensuite, avec de nombreux Brachiopodes, tels que *Spirigera oxycolpos*, etc. Enfin apparaît le faciès de Salzbourg, à *Choristoceras Marshi* et *Avicula speciosa*.

Les trois premiers termes de cette coupe se retrouvent en de nombreux points des Alpes du Nord-Est. Schloenbach les a décrits à Kössen; Escher m'a communiqué autrefois des spécimens recueillis sur les flans de la Scesaplana, dans le Vorarlberg, qui indiquent l'existence de ces couches, alors que dans d'autres parties du Vorarlberg c'est le faciès carpathique qui semble terminer la série. Stoppani a suivi ces dépôts avec le plus grand soin dans toute la zone calcaire des Alpes italiennes; ce savant y distingue à la base une subdivision comprenant des schistes et des lumachelles dont le faciès est identique à celui de la Souabe, alors que les assises supérieures (couches d'Azzarola) correspondent absolument au faciès des Carpathes<sup>1</sup>.

Le faciès souabe, qui est le faciès littoral par excellence, s'étend bien au delà de la région des Alpes. Son gisement le plus septentrional, en Europe, à Linkfield, dans le Sutherland, n'est connu que par des blocs disséminés. De l'Écosse, il pénètre dans le Nord-Est de l'Irlande et se continue, par les comtés de Nottingham, Warwick Worcester, Gloucester et Somerset jusque dans le Dorsetshire<sup>2</sup>. Le

1. U. Schloenbach, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1867, p. 211-212; A. Stoppani, *Essai sur les conditions générales des couches à Avicula contorta et sur la constitution géologique et paléontologique spéciale de ces mêmes couches en Lombardie*, in-4°, 49 p., Milan, 1861, et *Supplément*, 1863, 39 p., tableau. Lepsius a décrit une Cyrène du Rhétien à faciès souabe des Alpes Méridionales, ce qui semble indiquer la présence d'eaux douces ou saumâtres (Lepsius, *Das westliche Süd-Tyrol*, in-4°, Berlin, 1878, p. 360, et la succession indiquée, p. 102).

2. H. B. Woodward, *The Geology of England and Wales*, 2<sup>e</sup> ed., 1887, p. 242-251; H. Brodie, *On two Rhaetic Sections in Warwickshire* (Proc. Warwickshire Nat. and Archaeol. Field Club, 1887, p. 28 et suiv.); H. Woodward, *Notes on the Rhaetic Beds and*

Rhétien souabe apparaît encore avec ses caractères littoraux, d'une façon peu nette, il est vrai, en Scanie<sup>1</sup>; il embrasse aussi une grande partie de la France et tout le Centre de l'Allemagne<sup>2</sup>. L'aire d'extension du faciès carpathique est beaucoup plus restreinte : il dépasse à peine la région des grandes chaînes plissées; on l'a signalé cependant dans le Jura<sup>3</sup>, ainsi que dans toute l'étendue des Alpes et des Carpathes, dans l'Apennin et en Corse. Il offre un développement typique à Meillerie, sur le lac de Genève (Favre<sup>4</sup>), à la cascade de Neunen, dans la chaîne du Stockhorn (Brunner), et au sud de Hindelang, entre l'Iller et le Lech (Escher et Merian). Encore plus restreint est le domaine du faciès de Kössen; il apparaît dans les Alpes Septentrionales, sur plusieurs points des Carpathes, et s'étend jusqu'en Bukowine<sup>5</sup>. Les Brachiopodes de cette zone sont parfois accumulés dans un calcaire rose (couches de Starhemberg) qui n'existe que dans les Alpes du Nord-Est; il en est de même du faciès de Salzbourg, lequel a, du reste, été moins étudié que les précédents.

On voit donc que dans la série rhétienne des Alpes, les couches littorales occupent le niveau le plus bas, et ce sont précisément ces assises qui acquièrent la plus grande extension dans le reste de l'Europe.

On peut se représenter la marche des phénomènes de la manière suivante : pendant que se formaient à l'Osterhorn les bancs supérieurs du Plattenkalk, il se produisit des oscillations qui aboutirent

*Lias of Glamorganshire* (Proc. Geologists' Assoc., X, 1889, p. 529-538); Ed. Wilson, *On a Section of the Rhætic Rocks at Pylle Hill (Totterdown)*, Bristol (Quart. Journ. Geol. Soc., XLVII, 1891, p. 343-349); H. H. Winwood, *Notes on the Trias, Rhaetic and Lias of West Somerset* (Proc. Geologists' Assoc., XIV, 1896, p. 378 et suiv.).]

[1. Voir les travaux de Hébert, Lundgren et Moberg sur les formations lignitifères à végétaux et sur les intercalations marines du Rhétien scandinave; notamment le tableau synoptique publié en 1888 par B. Lundgren (ci-dessus, p. 67, note 2).]

[2. Sur le Rhétien allemand, voir A. Denckmann, *Ueber die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Dörnten* (Abhandl. zur Geol. Specialkarte v. Preussen, VIII, n° 2, 1887, p. 11-108, Atlas de 10 pl.); Monke, *Die Liasmulde von Herford in Westfalen* (Verhandl. Naturhist. Ver. d. Preuss. Rheinl., XLV, 1888, p. 125-238, 1 carte, 2 pl.).]

[3. Dans le Jura franc-comtois règne plutôt le faciès souabe; Girardot, *Coups des étages inférieurs du système jurassique dans les environs de Lons-le-Saunier*, in-8°, Lons-le-Saunier, 1889-93.]

[4. Voir aussi E. Favre et H. Schardt, *Description géologique des Préalpes du Canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse* (Mat. Carte géol. Suisse, XXII, 1, 1887, p. 455 et suiv.); Haas, *Étude monographique et critique des Brachiopodes rhétiens et jurassiques des Alpes Vaudoises et des contrées environnantes*, in-4°, 158 p., 11 pl. (Mém. Soc. paléont. Suisse, 1883-91).]

5. Son existence à Taormina, en Sicile, a récemment donné lieu à des contestations. [G. Seguenza, *Del Retico di Taormina* (Boll. Soc. Geol. Ital., V, 1886, p. 42 et suiv.); autres publications du même auteur et de G. Di Stefano, Gemmellaro, Baldacci, Cocco, etc.]

à un mouvement positif. L'excès positif fut néanmoins si minime que la surface des calcaires ne tarda pas à être exondée. Cette émergence dura pendant toute la récurrence négative, et pendant la portion correspondante de la phase positive suivante (de — *ef* à + *kl*; ci-dessus, p. 33). La tendance à la submersion allant toujours en s'accroissant, il se déposa d'abord des sédiments terrigènes, mais consistant en argile et non en sable, et renfermant une faune de mollusques littoraux; puis, la transgression augmentant encore, le faciès souabe fut remplacé par le faciès carpathique, et enfin par le faciès à Brachiopodes de Kössen. En même temps, la mer s'avancait sur l'Europe centrale et dépassait ses limites antérieures. Tandis que dans les Alpes, en eau plus profonde, des couches à faciès de Kössen se déposaient au-dessus du Plattenkalk, complètement enfoui sous les sédiments, il se formait au loin sur le littoral, jusqu'en Angleterre et en Écosse, des assises côtières contenant le même « Bonebed » et les mêmes coquilles que les « délits » du Plattenkalk ou les bancs directement superposés à cet étage; et ces formations prenaient, aux dépens du continent, une extension croissante.

Si l'on s'élève de 200 mètres environ au-dessus des premières intercalations à faciès souabe du pied de l'Osterhorn, on ne trouve toujours que des dépôts de mer profonde à Brachiopodes. Il est permis d'en conclure que l'excès positif des oscillations dont nous venons de parler a dû dépasser 200 mètres; autrement, en effet, il ne se serait déposé à l'Osterhorn que des formations littorales. On peut donc écrire (II, p. 357) :

$$(\text{Pos.} + \alpha + \sigma - \text{Nég.}) > 200 \text{ m.}$$

Ce mouvement positif s'est manifesté dans les régions littorales par une transgression dont Hébert et Martin ont montré la généralité dans tout le Sud du Plateau Central de la France, à partir de la vallée du Rhône, à travers les départements de l'Ardèche, du Gard, de la Lozère, de la Corrèze et de la Dordogne, et au nord dans la Nièvre, la Côte-d'Or et Saône-et-Loire. Hébert a conclu de ces observations à un affaissement progressif du Plateau Central à l'époque rhétienne<sup>1</sup>. Les preuves de cette transgression ne font

1. Ed. Hébert, *Les mers anciennes et leurs rivages dans le bassin de Paris*, in-8°, Paris, 1857; J. Martin, *Zone à Avicula contorta ou étage Rhétien*, in-8°, Paris, 1865, en particulier p. 175. [Voir aussi Ph. Glangeaud, *Le Jurassique à l'ouest du Plateau Central. Contribution à l'histoire des mers jurassiques dans le bassin de l'Aquitaine* (Bull. Service Carte géol., VIII, 1896-97, n° 50 (1895), p. 1-261, carte).]

pas défaut non plus en Angleterre, et ce même mouvement positif a probablement aussi laissé sa trace dans les successions stratigraphiques de contrées plus éloignées.

C'est ainsi que, sur les bords du lac de Genève, d'après les documents publiés par Favre<sup>1</sup>, le faciès carpathique occupe un niveau supérieur à celui du faciès souabe. Le Rhétien anglais a une composition analogue : dans les contrées où il est le mieux connu, dans le Somersetshire et sur les bords de la Severn, ainsi que plus au Nord, dans le comté de Nottingham, il présente à la base des grès avec une ou plusieurs couches de « Bonebed » ; d'habitude, ce n'est qu'un peu plus haut que la faune souabe apparaît, en même temps que des schistes et de minces assises calcaires<sup>2</sup>.

C'est ainsi qu'en groupant les nombreuses observations relatives à l'extension de l'étage rhétien et à la succession des couches qui le constituent, on arrive à se faire une idée assez nette des phénomènes qui ont accompagné l'apparition de cette nouvelle faune marine et à reconnaître quels sont les indices du mouvement positif, soit au centre des bassins maritimes, soit dans les régions côtières. On constate en même temps que ces mouvements positifs n'ont pas été localisés, mais que leur influence s'est fait sentir aussi loin qu'il est possible de pousser nos recherches. De plus, ils n'ont pas été brusques, mais lents et oscillatoires.

La présence d'enclaves rouges, indiquant l'influence de l'atmosphère, et les « délits » avec restes de poissons et de végétaux terrestres n'ont encore été observés que dans certaines parties du Plattenkalk. On n'a pas signalé de faits analogues pour tous les bancs, au nombre de plusieurs centaines, qui constituent ce système. Il est possible qu'à chacun de ces bancs ait correspondu une émergence, suivie d'une récurrence marine, mais cela n'est nulle-

1. A. Favre, *Mémoire sur les terrains liasique et keupérien de la Savoie* (Mém. de la Soc. de Phys. et d'Hist. Nat. de Genève, XV, 1858, p. 403-492, pl. I-III, 1860).

2. Th. Wright, *Monograph of the Lias Ammonites* (Palæontographical Society, 1878, p. 5 et suiv.); E. Wilson, *The Rhætics of Nottinghamshire* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXVIII, 1882, p. 451-456). Dès 1869, M. Ch. Moore d'Ilminster eut l'obligeance de me communiquer toute la série des types rhétiens de sa collection, et MM. Th. Davidson à Brighton et Th. Wright à Cheltenham m'ont donné sur ce sujet maints détails instructifs. Je complétais ces notions par un voyage en Angleterre. Mon but était alors d'obtenir une vue d'ensemble sur la mer rhétienne. Les recherches approfondies auxquelles je me livrai ne firent qu'élargir ma tâche. Depuis lors, la mort a enlevé à la science Davidson, Moore et Wright, comme elle a fait disparaître également Escher et Oppel, et c'est longtemps après la perte de ces excellents amis que j'arrive enfin à exposer ici les résultats de l'enquête dont ils m'ont fourni les premiers éléments. — *Discina cellensis*, de la Bürger-Alp, près Mariazell dans le Tyrol, et *Discina Townshendi* Forbes, de Frome, près Bristol, ne sont qu'une seule et même espèce; Oppel me l'a également communiquée de Reit-im-Winkel.

ment prouvé. Certains faits tendent même à infirmer cette manière de voir, je veux parler des observations relatives au dédoublement des couches de houille (II, p. 401). En effet, les banes du Calcaire carbonifère représentent incontestablement des formations analogues à celle de l'époque rhétienne; les Fusulines du Carbonifère supérieur des Alpes Méridionales se présentent accumulées en banes, exactement dans les mêmes conditions que les Gyroporelles triasiques de la Rax-Alp. Les veines « paraliques » qui sont intercalées, aux États-Unis, entre les assises du calcaire à Fusulines jouent identiquement le même rôle que les « délits » du Rhétien; elles se réuniraient même, en allant vers la terre, de façon à constituer des couches plus épaisses, moins nombreuses et probablement formées sur place. Ces observations sembleraient indiquer bien plutôt un apport périodique de sédiments terrigènes que des modifications importantes des lignes de rivage. Le dépôt tranquille des Gannister beds, la minceur et la grande extension des banes calcaires dans lesquels on rencontre çà et là des coquilles ouvertes, mais dont les deux valves tiennent encore l'une à l'autre (II, p. 393) constituent plutôt, à ce qu'il me semble, les indices d'une phase positive passagère.

Nous nous trouvons donc en présence de maints problèmes encore non résolus, et nous sommes tentés d'envier nos successeurs pour les découvertes qui leur sont réservées.

L'importance qu'il y aurait, d'une manière générale, à étudier avec soin les « délits » analogues à ceux que nous avons fait connaître ressort de ce qui précède. C'est ainsi, du reste, que Walcott est arrivé à considérer les calcaires riches en galène du Wisconsin et de l'Illinois comme représentant les schistes d'Utica, développés dans le Silurien du Nord et de l'Est des États-Unis, et c'est par la multiplication des délits argileux ou « partings » dans le calcaire que s'établit la transition entre les deux faciès<sup>1</sup>. De même encore, le calcaire dévonien Gg<sub>1</sub> des environs de Prague est divisé en nombreux banes réguliers par des « délits » argileux, et Klvaňa considère les schistes à Tentaculites Gg<sub>2</sub> qui leur sont

1. C. D. Walcott, *The Utica Slates and related formations* (Trans. Albany Institute, X, 1879, 38 p. et pl.). [Cette disposition se présente chaque fois que l'on assiste à un changement de faciès; voir entre autres les schémas donnés par M. Bertrand pour le passage des Schistes lustrés aux calcaires triasiques à Pichery, Savoie (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXII, 1894, p. 127 et 135), par G. Wohlgemuth pour le Bathonien de la Lorraine, par W. Kilian pour le Crétacé inférieur du Sud-Est de la France (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIII, 1895, p. 659-803, pl. XI, XII), par MM. Lambert, Bourgeat, Bertrand, Rollier, etc., pour les faciès du Jurassique supérieur dans le département de l'Yonne et dans le Jura, etc.]

superposés comme la simple continuation du faciès propre à ces délités intercalés dans Gg<sub>1</sub><sup>1</sup>. On comprend aussi très bien, étant donné les idées généralement reçues sur les formations coralliennes, l'étonnement qu'a éprouvé von Drasche en voyant à l'île de Luçon des masses puissantes de calcaire coralligène, qui s'élèvent à des hauteurs considérables, divisées en bancs réguliers; et l'on conçoit qu'il se soit demandé si cette stratification, qu'on retrouve aussi dans des récifs ne dépassant que de quelques pieds le niveau de la mer, ne résulterait pas d'un arrêt périodique dans la croissance des organismes constructeurs<sup>2</sup>.

Le calcaire à *Megalodus* et l'étage rhétien ne se rencontrent, en dehors des régions de l'Europe où nous en avons mentionné l'existence<sup>3</sup>, que dans l'Himalaya et dans les chaînes externes de l'Hindou-Kouch, en particulier au mont Sirban, près d'Abbotabad. On cite en outre, parmi les spécimens que Payer a rapportés du Groenland oriental, un fossile rhétien isolé. Si l'on ne tient pas compte de cette dernière observation, les dépôts franchement marins du Rhétien ne se sont pas étendus en dehors du domaine que nous désignerons, avec Neumayr, sous le nom de « Méditerranée Centrale » [ou Tethys], et n'ont pas dépassé l'aire d'extension que cette mer avait occupée déjà en grande partie, dans le Nord-Ouest de l'Europe, à l'époque triasique.

On a signalé en revanche des dépôts à végétaux de l'époque rhétienne sur un très grand nombre de points : en Sibérie, dans le Turkestan, au Tonkin, en Australie, dans les séries de Gondwana et de Karoo, dans la République Argentine et dans l'Est des États-Unis<sup>4</sup>.

Le Rhétien marin n'a été signalé à ma connaissance en aucun point du pourtour de l'Océan Pacifique. Remarquons aussi que

1. J. Klvaňa, *Ueber die Silur-Schichten der beiden Moldauufer südlich von Prag* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1883, p. 37-43). F. Katzer a étudié, depuis, ces assises et s'est basé sur l'absence de Tentaculites dans les délités en question pour combattre cette manière de voir; les observations de ces auteurs concordent néanmoins sur la récurrence des couches argileuses (F. Katzer, *Ueber schiefriige Einlagen in den Kalken der Barrande'schen Etage Gg<sub>1</sub>*, Sitzungsber. bohm. Ges. Wiss., 1886, p. 466-472).

2. R. von Drasche, *Luzon*, p. 39 et 43; on observe la même chose à l'île de Cebu (Abella y Casariego, *Isla de Cebu*, p. 127). [Voir aussi Maria M. Ogilvie, Mém. cité.]

[3. La présence de *Megalodus* a été signalée en Espagne, dans les calcaires de la Sierra Almiijara (Barrois et Offret, *Mission d'Andalousie*, Mém. présentés par divers Savants à l'Acad. des Sc., XXX, n° 2, 1889, p. 85), et dans le Rhétien des Préalpes de Savoie (M. Lugeon, *La région de la brèche du Chablais*, Bull. Service Carte Géol. de la Fr., VII, n° 49, 1896, p. 58).]

[4. Sur ces gisements de plantes fossiles, voir les travaux cités dans les notes du présent ouvr., I, p. 495, 513, 607, 683; II, 232, 249, 250, 278, 307, 415, 420. Sur la flore « rhétienne » de l'Est des États-Unis, consulter W. M. Fontaine, *Contributions to the Knowledge of the Older Mesozoic Flora of Virginia*, in-4°, 144 p., 54 pl., 1883 (U. S. Geol.

nous ne connaissons encore, de cette époque, aucune faune marine bien riche, toutes celles que l'on a étudiées ayant un caractère assez spécial. Nous ne trouvons pas ici, comme c'était le cas dans le Trias, et comme il s'en présentera de nouveau dans le Lias, de types variés de Céphalopodes, et nous ne savons où les chercher. Ce n'est que dans les assises supérieures de l'étage que l'on voit se développer un genre dont les caractères sont étranges, le genre *Choristoceras*.

**3. Continuation des mouvements positifs pendant les époques liasique et jurassique.** — L'étude des bancs successifs du Plattenkalk nous a amenés graduellement, à travers les oscillations de la période rhétienne, à un état de choses où la pleine mer régnait sur l'emplacement actuel des Alpes Orientales et où, la région côtière s'étant progressivement déplacée, le littoral se trouvait reporté jusqu'en Scanie et dans le Nord-Est de l'Écosse.

Nous assistons alors aux oscillations des mers liasiques et jurassiques. Neumayr a essayé de suivre sur toute la surface terrestre, en se servant des observations faites avant lui, les modifications géographiques correspondant à ces périodes (fig. 84). Le résultat inattendu de ces laborieuses recherches<sup>1</sup> a été d'assigner aux formations liasiques une extension moins grande qu'on ne le supposait jusqu'alors<sup>2</sup>, et d'établir qu'il s'est produit vers le milieu de

Survey, Monograph VI); D. Stur, *Die Lunzer- (Lettenkohlen-) Flora in den « older Mesozoic beds of the Coal-Field of Eastern Virginia »* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1888, p. 203-217); R. Zeiller, *Sur la présence, dans le grès bigarré des Vosges, de l'Acrostichides rhombifolius*, *Fontaine* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XVI, 1887-88, p. 693-699); J. Marcou, *The Triassic Flora of Richmond, Virginia* (Amer. Geologist, V. 1890, p. 160-174). Voir aussi J. S. Newberry, *Rhaetic Plants from Honduras* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XXXVI, 1888, p. 342-351, pl. VIII); L. F. Ward, *The Geographical Distribution of Fossil Plants* (8<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1886-87, pt. II, p. 848-878, carte, 1889); H. zu Solms-Laubach und G. Steinmann, *Das Auftreten und die Flora der Rhätischen Kohlschichten von La Ternera, Chile* (Beitr. zur Geol. u. Pal. von Süd-Amerika, VII; Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. XII, 1899, p. 581-609, pl. XIII, XIV.)]

1. M. Neumayr, *Die geographische Verbreitung der Juraformation* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, Mathem.-naturw. Cl., I, 1883, p. 57-142, 2 cartes). [Nous avons reproduit la carte donnée par Neumayr à cause de son intérêt historique; mais il importe de faire observer que ce document n'est plus tout à fait à la hauteur des connaissances actuelles. Pour des essais plus récents du même genre, voir A. de Lapparent, *Leçons de Géographie Physique*, 2<sup>e</sup> éd., 1898, p. 327, et *Traité de Géologie*, 4<sup>e</sup> éd., 1900, p. 1045 et suiv.]

[2. Depuis la publication du Mémoire de Neumayr, le Lias a été signalé dans plusieurs régions où sa présence était restée inconnue, par exemple dans l'Atlas Saharien de Constantine, en Tunisie, en Grèce, dans l'Asie Mineure, à Bornéo, à Madagascar et au Mexique : E. Fischeur, *Compte rendu des excursions dans la province de Constantine* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIV, 1896, p. 1173-1180); E. Fischeur et E. Haug, *Sur les dômes liasiques du Zaghwan et du Bou-Kourmin, Tunisie* (C. R. Acad. Sc., CXXII, 1896, p. 1354-1356); A. Philippson und G. Steinmann, *Ueber das Auftreten von Lias in Epirus* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLVI, 1894, p. 116-125, pl. XI); J. F. Pompeckj, *Paläontologische und stratigraphische Notizen aus Anatolien* (Ibid., XLIX, 1897, p. 713-828,

l'époque jurassique une des transgressions les plus importantes et les plus remarquables que l'on connaisse<sup>1</sup>.

On constate tout d'abord avec évidence que les oscillations ont persisté à l'époque liasique. Ici encore, les régions voisines des côtes, comme l'Écosse et la Scanie<sup>2</sup>, fournissent d'importantes indications.

Plus on s'avance vers le Nord de l'Angleterre, plus les intercalations de dépôts détritiques et de couches à végétaux deviennent fréquentes dans le Lias et dans les autres parties du Jurassique<sup>3</sup>; elles atteignent leur plus grand développement dans les témoins isolés qui ont été conservés en Écosse à la faveur des failles et des nappes basaltiques. Il est nécessaire, pour se faire une idée exacte de ces lambeaux affaissés, d'admettre que ces affleurements aujourd'hui séparés ont formé jadis, comme ceux de la vallée du Rhin<sup>4</sup>, une nappe sédimentaire continue, qui recouvrait toute l'Écosse actuelle avec ses horsts de terrains anciens. Cette manière de voir est celle que Judd avait adoptée dès 1873; elle a permis à cet observateur d'arriver à une vue d'ensemble des faits; c'est aussi, on s'en souvient, la même méthode que Benecke a suivie dans ses travaux sur l'Alsace<sup>5</sup>.

Dans l'Ouest de l'Écosse, à l'île de Skye par exemple, la série liasique est encore complète, quoique les délits argileux compris

pl. XXIX-XXXI, carte des gisements); F. R. Vogel, P. G. Krause, K. Martin, Mém. cités ci-dessus, p. 274, note 1; M. Boule, *Sur la géologie des terrains sédimentaires de Madagascar* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér. XXVII, 1899, p. 124-125); E. Böse, *Ueber Lias in Mexico* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., L, 1898, p. 168-175).]

[1. M. de Grossouvre considère cette transgression comme ayant été compensée, dans les Alpes, par une tendance à l'émersion (*Sur les relations entre les transgressions marines et les mouvements du sol*, C. R. Acad. Sc., CXVIII, 1894, p. 304-303); telle est aussi l'opinion de E. Haug (*L'origine des Préalpes Romandes et les zones de sédimentation des Alpes de Suisse et de Savoie*, Archives des Sc. Phys. et Nat., Genève, 3<sup>e</sup> période, XXXII, 1894, p. 154-173; article *Jurassique* de la *Grande Encyclopédie*, 507<sup>e</sup> livr., Paris, 1895, p. 322); Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> Sér., XXVI, 1898, p. 197 et suiv.]

[2. B. Lundgren, *Öfversigt af Sveriges mesozoiska Bildningar* (Lund's Univ.-Årsskr., XXIV, 1888); J. Chr. Moberg, *Om Lias i sydöstra Skåne* (K. Svenska Vetensk.-Akad. Handl., XXII, n<sup>o</sup> 6, 86 p., 1888, 3 pl., carte et liste bibliographique); B. Lundgren, *List of the fossil Faunas of Sweden. III, Mesozoic* (Pal. Department, Swedish State Mus., Stockholm, 1888); B. Lundgren, *Anmärkning om Faunan i Andöns Jurabildningar* (Christiania Vidensk.-Selsk. Forhandl., 1894, n<sup>o</sup> 5).]

[3. Sur le Lias et le Jurassique inférieur de l'Angleterre, voir *The Jurassic Rocks of Britain*: C. Fox-Strangways, I-II. *Yorkshire*; H. B. Woodward, III-IV. *The Lias and Lower Oolitic Rocks of England and Wales (Yorkshire excepted)*, 4 vol. in-8<sup>o</sup>, London, 1892-94 (Mem. Geol. Survey of the United Kingdom).]

[4. Voir I, p. 262, et II, p. 155-159.]

5. J. W. Judd, *The Secondary Rocks of Scotland* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXIX, 1873, p. 97-197, et XXXIV, 1878, p. 660-743, cartes); pour l'Ouest, voir J. Bryce, *On the Jurassic Rocks of Skye and Raasay* (Ibid., XXIX, 1873, p. 317-351, pl. XI, XII).

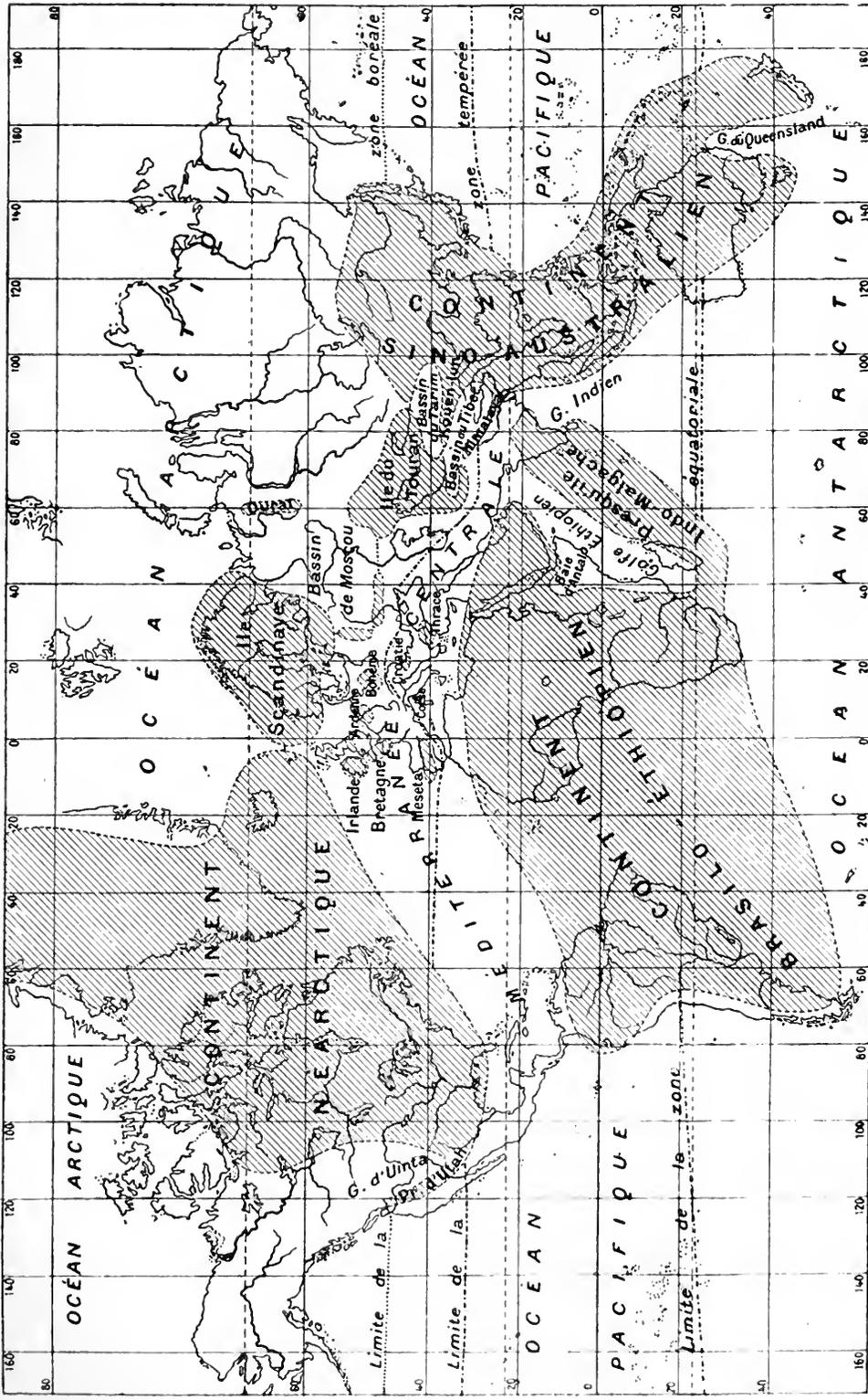


FIG. 84. — Essai de reconstitution de la géographie des temps jurassiques, d'après Neumayr (*Die geographische Verbreitung der Juraformation*, Denkschr. k. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-naturw. Cl., I, Abth. I, Karte 1).



entre les banes calcaires aient pris une importance plus grande. Au nord-est, dans le Sutherland, elle ne l'est déjà plus; les couches inférieures sont remplacées par des sédiments détritiques à empreintes végétales; seules la partie supérieure du Lias inférieur et la base du Lias moyen sont représentées par des dépôts marins. Il est probable, par conséquent, que ce sont ces deux derniers niveaux qui ont atteint en Europe la plus grande extension.

Les choses se passent d'une façon analogue en Scanie; au-dessus du Rhétien littoral, on rencontre des dépôts à fossiles côtiers peu caractéristiques, qui représentent seuls la partie tout à fait inférieure du Lias; les banes franchement marins débutent au même niveau que dans le Sutherland<sup>1</sup>.

Arrivons au Jurassique moyen. En Franconie et en Souabe, la série marine est continue. Ces contrées n'ont pas subi l'influence des récurrences négatives. Les traces de ces dernières sont plus nettes dans le Nord de la France : dès 1859, Hébert cherchait à les préciser et à les suivre. Ce savant reconnut alors que le Lias présente des lacunes dans la Sarthe<sup>2</sup> et qu'à plusieurs niveaux du Jurassique se rencontrent des bancs durcis dont la surface, lavée et polie par les flots, est creusée de trous de Pholades; il fit voir que la mer jurassique, jusqu'à l'époque callovienne, a peu à peu étendu son domaine par des mouvements oscillatoires successifs<sup>3</sup>.

1. B. Lundgren, *Undersökningar öfver Molluskfauna i Sveriges äldre Mesozoiska Bildningar* (Lund's Univ. Årsskr., XVII, in-4°, Lund, 1881). Il semble que ce soient précisément les horizons possédant en Ecosse et en Scanie l'extension la plus grande que l'on retrouve dans les Alpes formant le remplissage de fentes ouvertes dans le Plattenkalk. *Oxynoticeras oxynotum*, par exemple, est commun dans le Nord de l'Écosse; G. Geyer, *Ueber die liasischen Cephalopoden des Hierlitz bei Hallstatt* (Abhandl. k. k. Geol. Reichsanst., XII, n° 4, 1886, p. 213-286, pl. I-IV); G. Geyer, *Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlitz-Schichten* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXVI, 1886, p. 216-294); Fr. Wähner, *Zur heteropischen Differenzirung des alpinen Lias* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1886, p. 168-176, 190-206, etc.). Les fentes décrites par Wright dans le Sud-Est de l'Angleterre sont d'âge différent; il en est de même des fentes tertiaires *m, m* de la fig. 58, t. I, p. 333.

2. On a retrouvé récemment dans le Lias de la Sarthe les calcaires gris de Vénétie; G. Boehm, *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XXXIX, 1887, p. 204-211 [et *Ueber die Fauna der Schichten mit Durga im Depart. de la Sarthe* (Ibid., XL, 1888, p. 657-670, pl. XXVII)]; G. Boehm et Chelot, *Note sur les calcaires à Perna et Megalodon du moulin de Jupilles, près de Fyé* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3° sér., XV, 1886-87, p. 403-414). Voir aussi A. Guillier, *Géologie du Département de la Sarthe, avec Supplément* par E. Chelot, in-4°, Le Mans-Paris, 1886 : coupes et cartes de mers.]

3. Hébert admettait alors que la mer s'était retirée après le Callovien : il y aurait donc eu mouvement négatif; mais cette opinion n'était probablement motivée que par l'allure des couches dans le bassin de Paris, où la dénudation a donné aux affleurements des assises, emboîtées les unes dans les autres comme une série de verres de montres, la forme de zones concentriques, disposition que l'on considérait autrefois à tort comme attestant une réduction progressive du domaine maritime; Edm. Hébert, *Les mers anciennes et leurs rivages dans le bassin de Paris*, in-8°, Paris, 1857. [Sur les transgressions

En Normandie, région que j'ai visitée en 1856 sous l'aimable conduite de MM. Deslongchamps, ces phénomènes ont été très exactement décrits par Eugène Deslongchamps. La série liasique est incomplète et ses assises inférieures semblent, d'une façon générale, ne s'être déposées que dans le Nord de cette province. Dans le Jurassique moyen, on remarque à différents niveaux des surfaces perforées et usées, indiquant des émerSIONS temporaires<sup>1</sup>, et connues dans le pays sous le nom de « chiens ». Dès 1864, Eugène Deslongchamps annonçait qu'à l'époque liasique, la mer avait subi en Normandie une extension progressive, suivie, vers la fin de la même période, d'un mouvement de retrait accentué; d'après cet auteur,

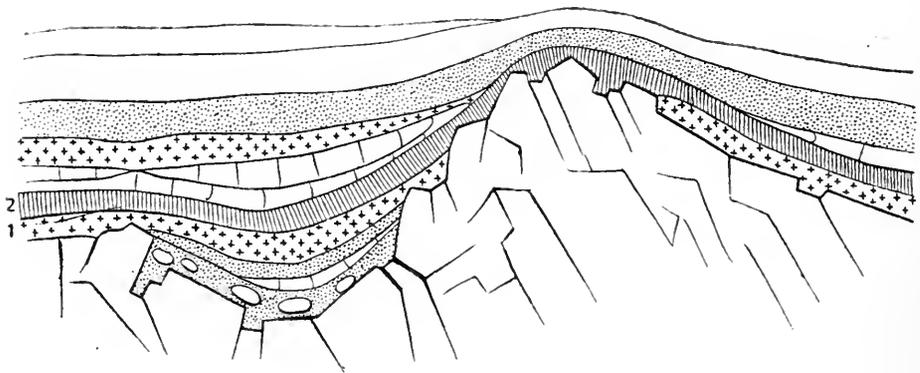


FIG. 85. — Coupe prise à May (Calvados), montrant les relations du Lias à Bélemnites avec le Grès silurien, d'après Eug. Eudes-Deslongchamps (*Études sur les étages jurassiques inférieurs de la Normandie*, in-4°, 1864, p. 54, fig. 12).

1 et 2. Couche à *Leptæna*.

un régime d'eaux peu profondes serait alors survenu, puis une seconde régression (*Trigonia navis*), à laquelle aurait succédé une nouvelle transgression (*Harpoceras Murchisonæ*); le même géologue a montré que l'Oolithe inférieure se termine par une surface corrodée et percée de Lithodomes, point de départ d'un nouveau mouvement positif qui aboutit enfin à la grande transgression callovienne (*Stephanoceras macrocephalum*)<sup>2</sup>.

Les dépôts jurassiques se continuent par delà la Manche dans

du Jurassique moyen, et en particulier du Bajocien, voir M. Vacek, *Ueber die Fauna der Oolithe von Cap S. Vigilio, verbunden mit einer Studie über die obere Liasgrenze* (Abhandl. k. k. Geol. Reichsanst., XII, n° 3, 1886), notamment p. 120-209; Haug, *Sur l'étage aalénien* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3° sér., XX, 1892, p. CLXXIV-CLXXVI), et *Grande Encyclopédie*, art. cité.]

[1. Skrodsky, *Note sur la signification de l'Étage et des bancs-limites* (Bull. Soc. Géol. de Normandie, VII, 1883, p. 63-66).]

2. Eug. Eudes-Deslongchamps, *Études sur les Étages jurassiques inférieurs de la Normandie* (Mém. Soc. Linn. de Normandie, XIV, 1865, p. 1-296, 3 pl., notamment p. 279

le Dorsetshire. La série marine anglaise est d'abord assez complète, mais, vers le Nord, apparaissent, comme nous l'avons déjà vu, des intercalations détritiques de plus en plus puissantes, indiquant le voisinage d'un estuaire. Dans le Lincolnshire, l'une de ces intercalations arrive à combler des sillons ouverts par l'érosion dans les banes sous-jacents, dont l'origine est analogue. Dans le Yorkshire, où l'épaisseur des banes détritiques est devenue considérable et où ils remplacent déjà une grande partie des couches marines du Dogger, Ramsay a décrit huit petits lits de charbon intercalés dans les couches à végétaux du niveau de l'Oolithe inférieure, chacun de ces lits de charbon étant précédé de son *mur d'argile*, le sol même où les racines des plantes qui en ont fourni les éléments étaient probablement fixées. Enfin, dans l'Ouest de l'Écosse, tout l'ensemble du Dogger inférieur se résout en une alternance répétée de bancs fluviatiles et littoraux, au-dessus desquels on ne voit reparaître de formations marines qu'avec l'Oxfordien. Dans le Sutherland, c'est par le Callovien que débute la série marine <sup>1</sup>.

Dirigeons-nous vers le Sud.

Les forages profonds des environs de Londres, entrepris pour retrouver le prolongement, disparu en profondeur, des couches houillères des Mendips et du Boulonnais, ont fait voir que, dans cette région, le Lias et l'Oolithe inférieure n'existent pas au-dessus des terrains paléozoïques : ces derniers sont directement recouverts par le Bathonien, auquel succèdent le Callovien et les autres étages marins du Jurassique supérieur (II, p. 139). Les choses se passent exactement de la même manière sur le récif dévonien de Marquise près de Boulogne, qui est surmonté directement par le Bathonien (II, p. 140).

La Scanie ne nous apprend rien à cet égard, l'érosion ayant fait disparaître les couches supérieures au Lias moyen. Cependant on y a rencontré des bloes isolés appartenant au Callovien.

Les rares affleurements jurassiques qui apparaissent le long de la côte de l'Allemagne du Nord, sous les terrains de transport

et suiv.). [Sur le Lias et le Jurassique de Normandie, consulter : Munier-Chalmas, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIX, 1890-91, p. cviii-cx; *Étude préliminaire des terrains jurassiques de Normandie* (Ibid., XX, 1892, p. clxi-clxx); A. Bigot, *Esquisse géologique de la Basse-Normandie* (Bull. Laboratoire de Géol. Fac. Sc. Caen, I, 1892, p. 249-267; II, 1892-1893, p. 1-26, 63-92, 107-112, 217-222); L. Brasil, *Sur le Lias supérieur et le Bajocien de Tilly-sur-Seulles et Feuguerolles* (Ibid., II, 1893, p. 167-169); Letellier, *L'Arkose d'Alençon* (Bull. Soc. Linn. de Normandie, 4<sup>e</sup> sér., VI, 1893, p. 245-268, 1 carte).]

1. J. W. Judd, *The Geology of Rutland* (Mem. Geol. Survey, England and Wales, in-8°, 1875, p. 33 et suiv.); A. C. Ramsay, *The Physical Geology and Geography of Great Britain*, 5<sup>th</sup> ed., in-8°, 1878, p. 194.

récents, ont permis de constater la présence du Lias moyen, atteint également par les sondages de Cammin<sup>1</sup>. Mais, vers l'est, on n'a signalé que des couches plus élevées. Le forage de Purmallen, près de Memel, a rencontré à une profondeur de 95 mètres des couches calloviennes reposant sur un grès rouge probablement triasique<sup>2</sup>. De là, les dépôts calloviens s'étendent vers Popilany<sup>3</sup> sur la Windau, en Lithuanie.

Ainsi se révèle un mouvement positif dont il est possible de reconnaître les traces dans le Nord de l'Écosse, au-dessous de Londres, près de Boulogne et dans les régions baltiques. Cette transgression débute tantôt avec le Bathonien, tantôt avec le Callovien, tantôt encore avec l'Oxfordien, mais dans tous ces points une lacune correspond au Lias et à l'Oolithe inférieure.

Retournons en Franconie.

En suivant les dépôts triasiques vers le sud, on les voit disparaître sur le bord occidental du massif de la Bohême. Le Lias est visible jusqu'à Ratisbonne. Dès qu'on a dépassé le point où la faille du Danube vient toucher le bord du massif ancien, au voisinage de la cassure marginale qui s'étend de Ratisbonne à Passau, on retrouve la série jurassique, qui débute par les assises inférieures du Jurassique moyen. Au delà de Passau tout vestige du Jurassique disparaît<sup>4</sup>, et ce n'est que beaucoup plus loin, à Olomutschan, au nord de Brünn, que l'on voit reposer sur le Dévonien un lambeau de ce terrain, dont la base correspond, d'après Neumayr et Uhlig, au Bathonien supérieur et au Callovien<sup>5</sup>.

Puis vient, le long du massif ancien, une nouvelle interruption des affleurements jurassiques, et l'on atteint ainsi les environs de

[1. G. Berendt, *Über die Erbohrung von Schichten des mittleren Lias in einem zu Hermsdorf bei Berlin gestossenen Bohrloch* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLII, 1890, p. 365); W. Deecke, *Die Mesozoischen Formationen der Provinz Pommern* (Mittheil. Naturwiss. Vereines für Neu-Vorpommern u. Rügen, 1894), et *Einige Beobachtungen im Bornholmer Lias* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., LI, 1899, p. 151).]

2. Grewingk, *Das Bohrloch von Purmallen bei Memel*; Vortrag, gehalten in der 105. Sitzung der Naturf. Ges. zu Dorpat, in-8°, 1878.

[3. J. Siemiradzki, *O mieczakach glowonogich brunatnego Jura w Popielanach na Zmudzi* (Pamiętnik Akad. Krakow, XVII, 1889, 27 p., 4 pl.). Les couches de Popilany, comme celles de Balin, représentent à la fois le Bathonien et le Callovien.]

[4. A l'ouest de Vienne, les roches qui percent sous forme de *Klippen* les grès crétacés présentent parfois encore la série à peu près complète des dépôts jurassiques; Egb. W. v. Hochstetter, *Die Klippe von St. Veit bei Wien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLVII, 1897, p. 95-136, pl. III).]

5. V. Uhlig, *Die Jurabildungen der Umgebung von Brünn* (Beitr. z. Paläontol. Oesterr.-Ungarns und des Orients, herausg. von E. v. Mojsisovics und M. Neumayr, I, 1882, p. 130). Il s'agit des « Couches de Zeitlarn » des environs d'Ortenburg, qui sont en même temps l'équivalent de l'Oolithe de Balin près de Cracovie.

Cracovie<sup>1</sup>. Dans cette contrée et dans les parties avoisinantes de la Pologne, la succession des couches est très remarquable. Le Trias existe; le Rhétien est représenté sur un point par des assises à végétaux. Le Lias fait défaut; des grès et des bancs argileux contiennent des fossiles marins appartenant aux étages inférieurs du Jurassique moyen. A Balin, à l'ouest de Cracovie, les faunes bathonienne et callovienne apparaissent très riches en fossiles<sup>2</sup>, mais le Callovien continue seul plus à l'est avec la série des niveaux supérieurs du Jurassique.

Pénétrons maintenant en Russie, en nous appuyant sur les travaux de Nikitin<sup>3</sup>.

La transgression part de la Pologne<sup>4</sup> et débute avec le Callovien inférieur. Cet étage se montre dans le gouvernement de Kiev; à Iekaterinoslav, Kursk et Orel, ses subdivisions n'ont pas été distinguées; le Callovien inférieur existe aussi à Elatma, dans le gouvernement de Tambov, à Riazan, dans le Nord-Ouest du gouvernement de Simbirsk, dans certaines parties du gouvernement de Nijnii-Novgorod; il atteint la mer Glaciale par l'Est du gouver-

[1. E. Tietze, *Die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Krakau* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXVII, 1887, p. 423-838, en particulier p. 445-462, carte géol.)]

[2. On connaît les monographies paléontologiques auxquelles a donné lieu cette faune, notamment celle de M. Neumayr, *Die Cephalopoden der Oolithe von Balin bei Krakau* (Abhandl. k. k. Geol. Reichsanst., V, 1871).]

3. S. Nikitin, *Ueber die Beziehungen zwischen der russischen und der westeuropäischen Juraformation* (Neues Jahrb. für Min., 1886, II, p. 205-245); Neumayr, *Ibid.*, 1887, I, p. 70-88. [Le Jurassique russe a été l'objet de nombreux travaux; consulter entre autres: *Guide des Excursions du VII<sup>e</sup> Congrès Géologique International*, St-Pétersbourg, 1897, notamment S. Nikitin, *Les environs de Moscou* (I), et *De Moscou à Oufa, via Miatchkovo, Riazan, Penza, Syzran, Samara* (II); A. Pavlow, *Voyage géologique par la Volga, de Kazan à Tzaritsyn* (XX); N. Sokolow et P. Armachevsky, *Excursion au Sud de la Russie, variante C* (XXI, p. 6). Voir aussi A. Pavlow, *Les dépôts mésozoïques du gouvernement de Rjasan* (Mém. Sc. Univ. Moscou, Section des Sc. Nat., XI, 1895, p. 1-32); B. Sémenow, *Sur la Faune des dépôts jurassiques et volgiens des environs du village Denissowka, Gouv. de Rjasan* (Trav. Soc. Nat. St-Pétersbourg, XXIII, 1895, Sect. Géol., p. 9-19); B. Gorodzeff, *Oberjurassische Bildungen in der Umgegend der Stadt Jaroslavl* (Annuaire géol. et minéral. de la Russie, réd. par Krischtawowitsch, II, 1897, p. 31); N. Krischtawowitsch, *Juragebilde in der Umgegend von Lukow, Gouv. Sedlic* (*Ibid.*, p. 8-13); I. Sintzow, *Notizen über die Jura-, Kreide- und Neogen-Ablagerungen der Gouvernements Saratow, Simbirsk, Samara u. Orenburg*, 106 p. 3 pl., Odessa, 1899; S. Nikitin, *Bibliothèque Géologique de la Russie*, I-XII, 1885-1896; A. Pavlow, *Rapports sur les progrès de la Géologie en Russie, 1886-93* (dans l'*Annuaire Géologique Universel* de Dagincourt, Carez et Douvillé, III-X, 1887-95).]

[4. Siemiradzki, *Ouvr. cité*, et *Neue Beiträge zur Kenntniss der Ammoniten-Fauna der polnischen Eisenoolithe* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLVI, 1894, p. 501-536, pl. XLIV-XLVI, et *Die oberjurassische Ammonitenfauna in Polen* (*Ibid.*, XLIV, 1892, p. 447-482); *Der obere Jura in Polen und seine Fauna* (*Ibid.*, XLV, 1893, p. 103-144). Voir aussi les travaux de Bukowski, Mikhalski, etc.]

nement de Kostroma, les bassins de la Vytchegda et de la Petchora. D'autre part, cet étage s'étend vers l'est et le sud-est, de Samara à Orenbourg<sup>1</sup>.

En examinant la zone allongée et relativement étroite qu'occupent les dépôts du Callovien inférieur, on a l'impression d'une mer qui aurait pénétré dans le domaine d'érosion d'un grand fleuve. Ces phénomènes ne marquent pas cependant la fin de la période d'extension des mers jurassiques : le Callovien moyen s'étend encore plus loin et pénètre dans les gouvernements de Moscou, de Tver et de Iaroslavl. A l'ouest de Kostroma, la série commence avec le Callovien supérieur ou l'Oxfordien inférieur<sup>2</sup>. A Kharkov, les premiers dépôts marins, superposés à des couches à végétaux, appartiennent à l'Oxfordien inférieur.

Quittons maintenant l'Europe pour nous occuper des lambeaux isolés du terrain jurassique, épars à la surface des plateaux indo-africains.

Au pied méridional du Grand Hermon, à Medjel ech-Chems en Syrie, se rencontrent des dépôts jurassiques peu étendus. L'assise la plus ancienne que l'on puisse observer correspond, d'après Noetling, à l'Oxfordien inférieur<sup>3</sup>.

Le point le moins éloigné où les assises jurassiques réapparaissent au-dessous de l'immense nappe des calcaires crétacés est Antalo, dans le Nord-Est de l'Abyssinie (I, p. 470). Aubry a exploré récemment la région des sources du Nil Bleu et en a donné une description assez complète. Le terrain crétacé qui couvre la partie orientale du Sahara n'existe pas en Abyssinie; il s'arrête probablement dans le voisinage de Khartoum, le substratum archéen est à nu dans le Soudan et, d'après les indications de Schweinfurth, jusque dans le pays des Niam-Niam; sur la mer Rouge, il affleure le long des côtes, jusqu'à Massaouah. C'est sur ces formations archéennes que reposent les assises du haut plateau Abyssin; celui-ci est formé, comme le Sahara, de couches horizontales, mais la succession n'est pas la même. Le terme inférieur de la série est le puissant *Grès d'Adigrat*, qui, entre Adigrat et les sources du Nil Bleu, au pied

[1. Sur la faune du Callovien et de l'Oxfordien russes, voir les monographies paléontologiques de Murchison, de Verneuil et Keyserling, Trautschold, Neumayr, Karitsky, Lahusen, Mikhalsky, Nikitin, Pavlow, Sintzov, Teyseyre, etc.]

2. S. Nikitin, *Die Cephalopodenfauna der Jurabildungen des Gouv. Kostroma* (Verhandl. Min. Ges. St. Petersburg, 1884, p. 74); et *Allgemeine Geologische Karte von Russland, Blatt 7A. Kostroma* (Mém. du Comité Géol., II, n° 1, 1885, p. 200).

3. C. Diener, *Libanon*, 1886, p. 25; F. Noetling, *Der Jura am Hermon*, in-4°, 46 p., 7 pl., Stuttgart, 1887. [Voir aussi les études de Diener et de Blanckenhorn sur le terrain crétacé de la Syrie.]

des plateaux, occupe probablement une zone en arc de cercle. Ce grès est blanc ou bleuâtre ; il est recouvert par des calcaires cristallins jaunâtres, avec couches de gypse et de dolomie contenant de petits Bivalves. Puis vient le *Calcaire d'Antalo*, à fossiles marins, que Blanford a étudié à Antalo et qui reparaît dans la haute vallée du Nil Bleu, et probablement aussi dans la vallée du Guibié (Kaffa). Sur ce calcaire reposent de nouvelles couches, moins puissantes, de grès et de gypse. La surface du plateau, qui atteint l'altitude de 2 500 à 2 800 mètres, est formée par de vastes coulées de lave<sup>1</sup> (fig. 86).

C'est à ce manteau de roches volcaniques que paraît être due, comme c'est le cas pour tant d'autres exemples, la conservation des lambeaux jurassiques de l'Abyssinie ; ces derniers ne représentent



FIG. 86. — Les rives du Nil Bleu, d'après Aubry (*Bulletin de la Société Géologique de France*, 3<sup>e</sup> sér., XIV, 1885-86, p. 219, fig. 9).

1. Roches volcaniques (300<sup>m</sup>) ; 2. Calcaire cristallin jaunâtre à Trigonies (100<sup>m</sup>) ; 3. Calcaire gris marneux à *Modiola aspera*, *Terebratula*, *Ceromya* (100<sup>m</sup>) ; 4. Calcaire cristallin jaunâtre avec couches de dolomie et de gypse et petits Bivalves (200<sup>m</sup>) ; 5. Grès blancs et bleus, parfois micacés, avec intercalations d'argiles vertes et bigarrées (500<sup>m</sup>). — Échelle des hauteurs = 1 : 80 000.

sans doute que les restes de dépôts autrefois beaucoup plus étendus et semblent actuellement encore se continuer assez loin vers le sud. Il ressort des études comparatives de Douvillé que la série marine débute, ici encore, par l'étage bathonien ; elle s'élève probablement jusqu'à l'horizon du Kimeridgien (Jurassique supérieur).

C'est peut-être à la continuation méridionale de ces dépôts que se rattachent les affleurements jurassiques signalés par Fraas et Beyrich à Mombaz, sur la côte des Souahélis (I, p. 509)<sup>2</sup>.

1. Aubry, *Observations géologiques sur les pays Danakils, Somalis, le Royaume du Choa et les Pays Gallas* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIV, 1885-86, p. 201-222, pl. XI, carte géol.) ; II. Douvillé, *Examen des fossiles rapportés du Choa par M. Aubry* (Ibid., p. 223-241, pl. XII). [Voir aussi C. Futterer, *Beitrag zur Kenntniss des Jura in Ost-Afrika* ; IV. *Der Jura von Schoa, Süd-Abessinien* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLIX, 1897, p. 568-627, pl. XIX-XXII) : l'auteur conteste certains rapprochements avec le Jurassique de l'Inde.]

[2. Cette hypothèse vient d'être confirmée par la découverte d'Ammonites dans le Pays des Somalis, par 4<sup>e</sup> de lat. N. ; A. Donaldson Smith, *Through Unknown African Countries. The First Expedition from Somaliland to Lake Rudolf and Lamu, in-8<sup>o</sup>*, cartes, London, 1897, et Geogr. Journ., VIII, 1896, p. 120-137, 221-233. Sur les dépôts jurassiques

Un autre lambeau de couches jurassiques marines horizontales apparaît à Katch, dans l'Inde, également protégé en partie par une nappe de laves plus récentes; ses prolongements s'étendent vers le N.N.E. en formant une suite de monticules dans la plaine du Radjpoutana (I, p. 527). Il résulte des recherches de Waagen que, cette fois encore, le terme inférieur de la succession marine, le groupe de Putehum, représente le Bathonien; Douvillé a fait remarquer l'analogie des calcaires d'Antalo en Abyssinie avec cette subdivision de la coupe de Katch. Vient ensuite le Callovien à *Stephanoceras macrocephalum*, puis toute une série d'étages marins présentant des ressemblances frappantes avec le Jurassique supérieur d'Europe. Il est probable que ces dépôts se poursuivent jusque dans le Salt-Range<sup>1</sup>.

Je ne répéterai pas ce qui a déjà été dit plus haut sur les dépôts probablement médio-jurassiques, et d'ailleurs assez mal connus, de Madagascar<sup>2</sup> et de la côte orientale de l'Inde. Je me contenterai

à Ammonites de l'Afrique orientale, voir K. Futterer, *Beiträge zur Kenntniss des Jura in Ost-Afrika*, I-III (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLVI 1894, p. 1-49, pl. I-VI: couches de Mombaz à *Aspidoceras*, *Waagenia*, *Perisphinctes*, *Neumayria trachynota*, etc.; couches de Tanga à *Macrocephalites*, etc.; couches du Saadani à *Asp. perarmatum*, etc.); O. Jäckel, *Oberjurassische Fossilien aus Usambara* (Ibid., XLV, 1893, p. 507-508); A. Tornquist, *Fragmente einer Oxfordfauna von Mtaru in Deutsch-Ostafrika* (Jahrb. der Hamburgischen Wissensch. Anstalten, X, 1893, 2, 27 p., 3 pl.; Habilit. Univ. Strassburg); E. Stromer von Reichenbach, *Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika*, in-8°, München-Leipzig, 1896, p. 14-22, carte.]

1. W. Waagen, *Jurassic Fauna of Kutch*. I. *The Cephalopoda* (Palaeontologia Indica, Ser. IX, I, 1873, p. 225). [Sur la communication des mers jurassiques de l'Asie et de l'Europe par le Turkestan et la dépression aralo-caspienne, voir S. Nikitin, *Einige Bemerkungen über die Jura-Ablagerungen des Himalaya und Mittelasiens* (Neues Jahrb für Min., 1889, II, p. 116-145); d'après cet auteur, l'étage de Spiti (*Spiti Shales*), dans l'Himalaya, aurait une faune assez voisine de celle du Tithonique du Midi de l'Europe. Voir aussi Nikitin, *Einiges über den Jura in Mexico und Centralasien* (Ibid., 1890, II, p. 273-274); Fr. Noetling, *The Fauna of the Kellaways of Mazar Drik, Baluchistan and N.-W. Frontier of India* (Palaeontologia Indica, Ser. XVI, vol. I, *The Jurassic Fauna*, part 1, 22 p., 13 pl., 1895). Sur les terrains jurassiques de l'Asie centrale et occidentale, voir en outre K. A. Weithofer, *Über Jura und Kreide aus dem nordwestlichen Persien* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, XCVIII, Abth. 1, 1889, p. 756-773, 2 pl.); G. v. d. Borne, *Der Jura am Ostufer des Urmiasees*, in-4°, 28 p., 6 pl., Kassel, 1891; S. Semenow, *Sur les Céphalopodes jurassiques de la province transcaspienne* (C. R. Soc. Imp. des Naturalistes de St-Petersbourg, 1895, n° 6); et *Faune des dépôts jurassiques de Mangyçhlak et de Touar-Kyr* (Trav. Soc. Imp. des Naturalistes de St-Petersbourg, Section de Géol., XXIV, 1896, p. 29-134, pl. I-III; C. R. Ibid., 1898, p. 68 et 89); travaux de C. L. Griesbach, A. Rodler, Ch. Bogdanowitch, N. Androussow, mentionnés au t. I, p. 551, 554, 555, 620, 622. — Sur le Jurassique du Caucase, voir M. Neumayr und V. Uhlig, *Ueber die von H. Abich im Kaukasus gesammelten Jura-fossilien* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, LIX, 1892, p. 1-122, 6 pl. pal.); E. Fournier, *Description géologique du Caucase central*, in-4°, Marseille, 1896, p. 91-123, carte et pl. *Guide des Excursions du VII<sup>e</sup> Congrès Géologique International*, St-Petersbourg, 1897, notamment Simonovitch, *Les Environs de Koutaïs* (n° XXVII, 23 p.)]

[2. Voir les travaux cités en notes, I, p. 528-531, et II, p. 332-333.]

de rappeler également que, dans l'Ouest de l'Australie, les formations mésozoïques marines les plus anciennes que l'on a signalées appartiennent au Dogger (II, p. 243).

Toutes ces observations conduisent aux conclusions suivantes :

Dans la portion du globe que nous venons de considérer, les eaux marines occupent, au début de l'époque rhétienne, une étendue limitée à une partie des Alpes et des grandes chaînes asiatiques. Leur niveau s'élève alors en Europe par oscillations, et les flots finissent par recouvrir une grande partie de l'Europe centrale. Les mouvements oscillatoires continuent pendant les temps liasiques; à l'époque du Lias inférieur, le domaine maritime est relativement réduit, puis il s'élargit et se rétrécit de nouveau. Il ne gagne pas en étendue pendant la première moitié du Jurassique moyen, mais lors du dépôt de l'étage bathonien, qu'il n'est pas toujours facile, au point de vue paléontologique, de séparer nettement du Callovien, la ligne des côtes se relève et s'avance au loin. Les assises bathoniennes recouvrent sous l'emplacement de Londres l'arc armoricain, aujourd'hui affaissé; elles s'étendent sur le Dévonien du Boulonnais; c'est par elles également que commence la grande transgression de l'Abyssinie et du Nord-Ouest de l'Inde. Le domaine maritime s'agrandit encore avec le Callovien, qui va recouvrir les couches fluviatiles à lits charbonneux du Sutherland<sup>1</sup> et déborde les étages jurassiques inférieurs de la Poméranie vers Memel et jusqu'en Lithuanie; alors que le Lias de la Franconie se termine à Ratisbonne et que les autres assises du Jurassique moyen disparaissent à leur tour, la mer du Callovien inférieur s'avance par la Pologne et Kiev, en longeant le flanc occidental de l'Oural, jusqu'à la mer Glaciale; elle va baigner en même temps, par Orenbourg, le versant oriental de cette chaîne. A ce moment la mer jurassique s'étend de la Petchora et du Sutherland à l'Abyssinie et à Katch, et beaucoup plus loin encore vers le sud et le sud-est. Les dépôts transgressifs ont conservé, sur les bords de la Petchora comme sur ceux du Nil Bleu, leur allure tranquille, et le *Stephanoceras macrocephalum* du Callovien occupe, de Brora en Écosse jusqu'à Katch dans l'Inde, un horizon constant qu'il sert à caractériser.

Cet énorme accroissement du domaine maritime ne marque pas

[1. B. Lundgren a décrit dans l'Est du Groenland une faune jurassique qui comprend des espèces liasiques et calloviennes associées à un grand nombre de formes spéciales; *Anmärkningar om några Jurafossil fram Kap Stewart i Ost-Grönland* (Meddelelser om Grönland, XIX, 1895). Sur la présence du Bajocien et du Callovien à la Terre François-Joseph (Pompeckj-Nansen), voir ci-dessus p. 104, note 1.]

encore l'apogée du mouvement positif, quoique l'éloignement des côtes rende les traces de nouvelles transgressions de plus en plus difficiles à suivre. Autant que nos connaissances nous permettent de l'affirmer, les dépôts suivants ont, en effet, une extension qui non seulement est comparable à celle des couches bathoniennes et calloviennes, mais qui même, en Europe, la dépasse sensiblement.

Le Callovien et l'Oxfordien inférieur ont atteint à Olomutschan la zone dévonienne des Sudètes; à l'époque de l'Oxfordien supérieur et du Kimeridgien, nous voyons les flots envahir le massif même de la Bohême et arriver jusqu'en Saxe. Des restes de ces dépôts transgressifs sont actuellement pincés dans la faille inverse qui borde au sud les massifs du Riesengebirge et de l'Isergebirge (I, p. 274).

De même aussi, à l'époque kimeridgienne, la mer vient recouvrir la portion de la plate-forme russe qu'a entaillée le Dniestr dans la Galicie orientale (I, p. 237), en s'étendant sur le Grès rouge dévonien; elle atteint également la Dobroudja et dépose les calcaires kimeridgiens en discordance angulaire sur les schistes verts redressés du fragment montagneux de Matchin, de Hirchova et Tchernavoda jusqu'à la mer Noire<sup>1</sup>; il est probable que les bancs calcaires se prolongent ensuite sous la plaine bulgare (I, p. 631).

Les travaux des géologues russes autorisent à supposer qu'en Russie, le relèvement maximum du niveau marin n'a pas coïncidé non plus avec la transgression du Callovien inférieur. Nous avons déjà parlé des transgressions qui paraissent s'être produites plus tard, pendant les époques calloviennes supérieure et oxfordienne; mais on ne sait pas si l'étage kimeridgien a couvert de grandes surfaces en Russie, comme en Galicie et sur le bas Danube, et s'il a dépassé en étendue les limites de l'Oxfordien. Nous verrons bientôt qu'à cet étage correspond, dans cette partie de l'Europe, la dernière période d'immersion qui se soit manifestée avant l'époque où un grand changement est survenu dans l'état des choses; il a pu être, par cela même, bien plus exposé aux atteintes de l'érosion. Pavlow, auquel on doit la découverte du Kimeridgien en Russie, le décrit dans plusieurs localités du gouvernement de Simbirsk et aux environs d'Orenbourg, il le signale d'après Gourow sur les rives du Donetz et d'après Læwinson-Lessing à Nijnii-Novgorod. Le type de la faune est absolument le même que

[1. V. Anastasiu, *Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea, Roumanie. Terrains secondaires*, in-8°, carte, Paris, 1898; J. Simionescu, *Studii geologici si paleontologici din Carpati sudici*, III. *Fauna calloveana din valea Lupului* (Acad. Rom., Publ. fond. Vasiliu Adsomachi, III, 1899, p. 1-42, pl. I-III).]

dans les assises synchroniques de l'Europe occidentale. L'*Exogyra virgula*, cette petite huitre dont l'abondance dans le Jura a motivé la création d'un « sous-groupe virgulien » et qui se rencontre dans le Kimeridgien de l'Espagne, de l'Angleterre, de tout le Nord de la France et du Hanovre, ainsi que dans les calcaires lithographiques d'Ulm, accompagne également en Pologne et dans le Sud-Est de la Russie une série d'autres espèces typiques de la faune kimeridgienne de l'Europe occidentale<sup>1</sup>.

La fin de l'étage kimeridgien marque pour toute l'Europe le début d'un état de choses absolument différent. Les flots reculent de toutes parts; en Russie une faune nouvelle, venant du Nord et inconnue dans le reste de l'Europe, la faune volgienne, fait son apparition<sup>2</sup>. Il en est de même dans l'Inde<sup>3</sup> : au-dessus du grès de Katrol, qui correspond au Kimeridgien d'Europe, se montrent des couches à végétaux; puis apparaissent, venant du Sud, les indices d'une faune marine étrangère à l'Europe, la faune de la *série d'Uitenhage* dans l'Afrique australe.

Nous allons étudier brièvement, et autant que le permettent des observations encore incomplètes à plus d'un point de vue, l'émergence d'une partie de l'Europe centrale, puis la nouvelle transgression boréale et assister enfin à l'arrivée d'une autre mer, venant des régions méridionales.

**4. Phase négative dans l'Europe centrale; début des temps crétacés.** — L'extension et la puissance des dépôts lacustres qui apparaissent dans une partie de l'Europe à la limite des terrains jurassique et crétacé, sont trop considérables pour n'avoir pas déjà fourni matière à maint essai de généralisation. C'est ainsi qu'en 1872, R. Godwin-Austen a accompagné une esquisse de ces couches d'une série de remarques qui ont beaucoup d'analogie avec la classification en *cycles* des terrains sédimentaires, à laquelle nous avons plusieurs fois fait allusion dans le présent

1. A. Pavlow, *Note sur l'histoire de la faune Kimmérienne de la Russie*; Univ. de Moscou, in-8°, 46 p., 1886; *Les Ammonites de la zone à Aspîdoceras acanthicum de l'Est de la Russie* (Mem. Comité Géol., St.-Petersbourg, II, n° 3, 1886, 10 pl.) [et Sintzow, Mém. cité. Rappelons, d'autre part, que A. Guébard a fait connaître l'existence de l'*Ostrea virgula* dans les calcaires jurassiques des Alpes-Maritimes, c'est-à-dire en pleine province méditerranéenne (C. R. Acad. Sc., CXX, 1895, p. 1077-1078).]

[2. E. Haug, *Portlandien, Tithonique et Volgien* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXVI, 1898, p. 197-228).]

[3. Il existe cependant dans le Baloutchistan des assises à Bélemnites contenant la plupart des espèces du Néocomien provençal et méditerranéen : F. Noetling, *Fauna of Baluchistan; the Fauna of the (Neocomian) Belemnite Beds*, 5 p., 2 pl. (Palaeontologia Indica, Ser. XVI, vol. 1, part 2, 1897).]

ouvrage. Il serait possible, d'après cet auteur, de reconnaître dans l'hémisphère Nord les traces de récurrences des mêmes conditions physiques à des intervalles très longs. La série des dépôts marins aurait été interrompue périodiquement et sur de grandes surfaces par des formations d'origine continentale, comme le vieux grès rouge, le terrain houiller, les couches lacustres du Wealdien.

Godwin-Austen citait à l'appui de ces idées plusieurs bassins wealdiens : le bassin lacustre du Sud-Est de l'Angleterre (Kent, Sussex, Hants), qui se prolonge de l'autre côté de la Manche dans le Boulonnais, et a également laissé des traces jusqu'à Oxford et dans l'île de Wight. Comme dimensions minima, Austen donnait au lac ainsi reconstitué 190 kilomètres de largeur, d'au delà d'Aylesbury à Portland, et une longueur de 320 kilomètres, de Portland au Boulonnais. En tenant compte des témoins de la même formation signalés dans l'anticlinal du Pays de Bray, on obtenait, du Wiltshire jusqu'au delà de Beauvais, une ligne de 400 kilomètres, partout jalonnée par les dépôts lacustres. D'autres traces de ces dépôts avaient été observées dans les départements de l'Aube et du Jura. Dans les Charentes aurait existé un autre lac, à peu près aussi étendu que le lac Ladoga. Un bassin de même nature, de 190 kilomètres de longueur, était signalé dans le Nord de l'Allemagne, s'étendant, avec une forme allongée, d'Ibbenbühren, par Osnabrück, jusqu'au delà de Hanovre. Enfin, Austen supposait déjà qu'il fallait également attribuer au Wealdien une série de lambeaux de couches à végétaux, rencontrés dans la région des bassins houillers de Belgique <sup>1</sup>.

Les observations faites depuis l'époque où écrivait Godwin-Austen ont apporté beaucoup de faits nouveaux. Je vais essayer d'en tirer, dans la mesure où le permet l'état actuel de la science, une esquisse générale de la marche des phénomènes dont l'Europe occidentale a été le théâtre, à la fin de la période jurassique et au début des temps crétacés.

Toute la région des Alpes et des Carpathes était alors occupée par la mer <sup>2</sup>. On connaît des représentants du Wealdien en Espagne

1. R. Godwin-Austen, *Adress to the geological Section* (Rep. Brit. Assoc., Brighton, 1872, p. 90-96).

2. Il y aurait tout au plus une exception, le Mont Salvens, contrefort des Alpes fribourgeoises, où l'on a cité comme indices d'une interruption de la sédimentation des blocs remaniés dans le Néocomien inférieur et les surfaces corrodées des calcaires du Jurassique supérieur; V. Gilliéron, *Aperçu Géologique sur les Alpes de Fribourg* (Matériaux pour la Carte géol. de la Suisse, XII, 1873, p. 108 et suiv.). [L'existence d'une *transgression tilthonique* dans une partie des régions méditerranéennes a été récemment mise en lumière; elle correspondrait à la fin de l'époque kimeridgienne, ou, d'après Haug,

et dans le Portugal, et nous devons en tenir compte; mais nous avons à considérer d'abord des régions mieux connues, celles qui s'étendent du Sud-Est de l'Angleterre à la chaîne du Jura et des côtes occidentales de la France au Harz. Les principales données de cette étude seront empruntées, pour l'Angleterre, aux travaux de Judd, Meyer et Topley; pour l'Allemagne, aux mémoires de H. Credner et Struckmann; pour l'Est de la France et pour le Jura, aux publications de Pellat, de Loriol, Cotteau, Jaccard et Maillard; enfin, pour le Sud-Ouest de la France, à l'ouvrage de Coquand<sup>1</sup>.

a) L'étage *kimeridgien* s'étend sur tout le territoire que nous venons de définir, on le suit du Portugal jusqu'à Orenbourg.

b) Le Kimeridgien est recouvert dans l'Europe occidentale par un autre étage marin, le *Portlandien*. Ces nouvelles assises reposent partout régulièrement sur les derniers bancs kimeridgiens; mais dans le Hanovre, où elles renferment des fossiles très variés, 74 pour 100 des espèces de la faune portlandienne inférieure sont communes à la faune kimeridgienne. La limite entre les deux étages est donc difficile à tracer, elle n'existe même pas, pour certains observateurs; il y a là, par conséquent, une continuité assez marquée. Les assises supérieures du Portlandien ont une affinité

au début du Portlandien. Cette transgression existerait hors de l'Europe dans plusieurs régions plissées; elle serait *compensée* par une *régression portlandienne* dans d'autres contrées (E. Haug, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXVI, 1898, p. 197-228); voir aussi Munier-Chalmas, *Étude du Tithonique, du Crétacé et du Tertiaire du Vicentin*, Thèse de Doctorat, in-8°, Paris, 1891, p. 3 et suiv.]

1. J. W. Judd, *On the Punfield Formation* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVII, 1871, p. 207-227); C. J. A. Meyer, *On the Wealden as a Fluvio-lacustrine Formation* (Ibid., XXVIII, 1872, p. 243-253, et XXIX, 1873, p. 70-76); W. Topley, *The Geology of the Weald* (Mem. Geol. Survey, in-8°, 1873); H. Credner, *Ueber die Gliederung der oberen Juraformation und der Wealdenbildung im N. W. Deutschland*, in-8°, Prag, 1863, et dans d'autres publications; C. Struckmann, *Die Wealdenbildungen der Umgegend von Hannover*, Hannover, 1880; le même, *Ueber den Parallelismus der hannoverschen und der englischen oberen Jurabildungen* (Neues Jahrb. f. Min., 1881, II, p. 77-102); *Die Portland-Bildungen der Umgegend von Hannover* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXIX, 1887, p. 32-67, pl. IV-VII), et dans d'autres publications; P. de Loriol et E. Pellat, *Monographie paléontologique et géologique de l'Étage Portlandien des Environs de Boulogne-sur-Mer* (Mém. Soc. de Phys. et d'Hist. Nat. de Genève, XIX, 1866, surtout p. 136 et suiv.); P. de Loriol et G. Cotteau, *Monographie paléontologique et géologique de l'Étage Portlandien du Département de l'Yonne* (Bull. Soc. Sc. hist. et nat. de l'Yonne, 2<sup>e</sup> sér., I, 1868, en particulier p. 241 et suiv.); Edm. Pellat, *Émersion du Sud et de l'Est du bassin parisien à la fin de la période jurassique*, etc. (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., IV, 1875-76, p. 364-369); le même, *Le terrain jurassique moyen et supérieur du Bas-Bouonnais* (Ibid., 3<sup>e</sup> sér., VIII, 1879-80, p. 647-698); De Loriol et A. Jaccard, *Étude géologique et paléontologique de la formation d'eau douce infracrétacée du Jura et en particulier de Villers-le-Lac* (Mém. Soc. de Phys. et d'Hist. Nat. de Genève, XVIII, 1865); G. Maillard, *Invertébrés du Purbeckien du Jura* (Mém. Soc. Paléont. Suisse, XI, 1884, 156 p., 1 carte; Supplément, Ibid., XII, 1885); H. Coquand, *Description physique, géologique, etc. du département de la Charente*, in-8°, I, Besançon, 1858.

beaucoup moins grande avec le kimeridgien et, en Angleterre comme en Allemagne et dans le Jura, on y voit prédominer dans une certaine mesure les formes saumâtres, ou du moins les mollusques connus pour leur facilité à s'adapter aux variations de salure des eaux. Dans la Charente comme en Angleterre, dans le Hanovre, dans l'Est de la France et dans le Jura, les valves de *Corbula inflexa* et de *Cyrena rugosa* couvrent par millions le fond plat d'une mer peu profonde, dont les eaux semblent à peine avoir atteint le degré normal de salinité<sup>1</sup>.

On retrouve dans le bassin supérieur du Dniestr toute une série de ces fossiles portlandiens, *Corbula inflexa* par exemple y est fréquente, et les recherches de Alth sur cette faune font supposer que l'Europe occidentale et l'Europe orientale étaient alors soumises aux mêmes influences<sup>2</sup>.

Nous arrivons ainsi à la limite supérieure du Portlandien, au niveau des calcaires en plaquettes d'Eimbeckhausen dans le Hanovre<sup>3</sup>.

C'est alors que surviennent de grands changements de régime.

c) Le domaine maritime, qui dépassait la Volga à l'époque kimeridgienne et qui s'étendait au moins jusqu'au Dniestr pendant les temps portlandiens, se réduit dans des proportions si considérables que la mer ne dépasse plus la région des Alpes et des Carpathes et n'arrive même pas à se maintenir sur l'emplacement du Jura. Dans les lagunes, désormais séparées des eaux marines, se déposent de l'argile et du gypse, quelquefois aussi du sel gemme.

Ces couches gypseuses, partout très pauvres en restes organiques, n'affleurent nulle part en Angleterre, mais un sondage effectué en 1874 au centre de la région du Weald les a traversées sur une épaisseur de plus de 400 pieds. Elles forment probablement une lentille au milieu d'une sorte de cuvette, et sont masquées par des dépôts plus récents qui débordent dans toutes les directions.

Dans l'Allemagne du Nord, ces formations portent le nom de *Marnes de Münde* (Münder Mergel); les plissements qui ont affecté cette région les ont mis à jour sur un grand nombre de points. On doit y rattacher les couches de sel qu'un forage a atteintes sous la ville même de Hanovre, et leur épaisseur dépasse 300 mètres. Struckmann a fait ressortir leur analogie avec le Keuper.

[1. Dans le Boulonnais, des formations d'estuaire se montrent dès la base du Portlandien (Munier-Chalmas, C. R. Acad. Sc., CXXVIII, 1899, p. 1332).]

2. A. v. Alth, *Die Versteinerungen des Nizniower Kalksteins* (Beitr. z. Palaeont. Oest.-Ungarns und d. Orients, herausg. v. Mojsisovics und Neumayr, I, 1882, p. 330).

[3. Cette assise constitue, pour C. Gagel, le dernier terme du système jurassique (voir ci-dessous, p. 469, note 1).]

La carte du Jura à l'époque purbeckienne, telle que Maillard l'a reconstituée (fig. 87), montre nettement que cette région a été le théâtre de phénomènes identiques à ceux que nous venons de décrire en Angleterre. Des marnes gypseuses, d'une puissance de 3 à 4 mètres seulement, il est vrai, se formèrent au-dessus du Portlandien dans une partie du territoire actuellement occupé par la chaîne du Jura, notamment entre le Doubs et le lac de Neuchâtel, ainsi que plus au N.E. et au S.W.; mais les dépôts suivants ont une extension beaucoup plus grande, et si la région n'avait pas été plissée, les couches gypsifères formeraient, comme en Angleterre, une lentille complètement masquée par les sédiments postérieurs<sup>1</sup>.

C'est également sur le Portlandien que se sont déposés les gypses de la Charente. Nous nous trouvons ici en présence d'une portion de bassin dont le reste est caché par l'Océan d'une part, et de l'autre par les assises transgressives de la Craie moyenne. Cette région correspond au bord méridional du horst armoricain, auquel font suite vers le sud et le sud-ouest les différents termes de la série mésozoïque, dans l'ordre inverse de leur ancienneté. Sur le Portlandien repose un calcaire celluleux (environ 1 m. 60), puis viennent 35 à 40 mètres de gypses accompagnés d'argiles à écailles de poissons et débris de bois fossile. Les gypses sont visibles le long d'une bande dirigée W.N.W., à partir de Châteauneuf, à l'ouest d'Angoulême, et sur une longueur de 40 kilomètres; des affleurements isolés permettent d'en suivre la continuation par Rochefort jusqu'à la pointe de Chassiron, promontoire extrême de l'île d'Oléron sur l'Océan, ce qui donne une longueur totale de plus de 100 kilomètres<sup>2</sup>. La Gironde et l'Atlantique masquent en grande partie ce bassin, dont la configuration générale est inconnue.

*Le mouvement négatif d'une amplitude très considérable qui créa ce régime, si différent de l'état de choses antérieur, a eu également pour effet de séparer l'Europe orientale de l'Europe occidentale;*

1. En y regardant de très près, on peut, il est vrai, reconnaître de temps en temps le bord du bassin gypseux : il se décèle soit par l'apparence corrodée des couches portlandiennes, soit sous la forme d'un mince lit argileux, soit par d'autres indices; voir par exemple J. F. Blake, Quart. Journ. Geol. Soc., XXXVI, 1880, p. 221; W. R. Andrews, *Ibid.*, XXXVII, 1881, p. 249, et A. Girardot, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIII, 1884-85, p. 755. Peut-être le soi-disant Portlandien moyen de Boulogne doit-il être placé à ce niveau. [Voir aussi H. B. Woodward, *The Jurassic Rocks of Britain*, vol. V. *The Middle and Upper Oolitic Rocks of England (Yorkshire excepted)*, in-8°, London, 1895 (Mem. Geol. Survey of the United Kingdom).]

[2. Ph. Glangeaud, *le Jurassique supérieur des environs d'Angoulême* (C. R. Acad. Sc., CXXIII, 1896, p. 1025-1027; Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXV, 1897, p. 32-33 et 156); *Le Portlandien du Bassin de l'Aquitaine* (Bull. Service Carte géol. de la Fr., X, 1898-1899, n° 62, p. 25-61, pl. I : carte).]

l'histoire de ces deux régions cesse donc, désormais, d'être uniforme. Cette époque décisive coïncide avec le *Purbeckien inférieur*; à son début correspond, en Europe, la différenciation de deux domaines distincts.

d) Les bassins où le gypse s'était déposé recommencent à se remplir.

Les sédiments de ce nouvel étage, formé de marnes et de calcaires, s'étendent de Bienne vers le S.W., sur toute la région jurassienne et même au delà, jusque dans le département de l'Isère<sup>1</sup>. Ils sont quelquefois séparés de leur substratum par des cargneules et n'atteignent guère qu'une épaisseur de 4 à 5 mètres. On y remarque en général, à la base, une assise où se mélangent des coquilles fluviales et saumâtres, puis des couches d'eau douce, au-dessus desquelles on retrouve un horizon saumâtre. Cette assise saumâtre supérieure possède une extension beaucoup moindre que les précédentes et ne semble dépasser que de peu, d'après ce que l'on sait actuellement, l'aire occupée par les argiles gypsifères dont le niveau est bien inférieur. Les bancs de calcaire lacustre reparaissent en dehors de la chaîne du Jura, sur le Doubs près de Baume, en amont de Besançon, et sur la Saône près de Gray<sup>2</sup>, ce qui semble indiquer une communication avec la bordure orientale du bassin de Paris. Mais déjà, dans l'Yonne, les assises immédiatement supérieures au Portlandien font défaut : on n'y trouve pas le moindre vestige de formations lacustres, et le Crétacé inférieur marin repose directement sur des couches jurassiques également marines.

Pendant ce temps, il se forme dans l'Allemagne du Nord, au-dessus des marnes de Münde, une série assez puissante de bancs calcaires avec coquilles marines, saumâtres et lacustres que l'abondance de *Serpula coacervata* a fait désigner sous le nom de « Serpulite »<sup>3</sup>. La Serpulite existe aussi dans le Boulonnais, et elle corres-

[1. Le point le plus méridional où l'on ait signalé le Purbeckien jurassien est la Cluse de Chaille (Savoie), sur la limite du département de l'Isère. Maillard y a décrit des intercalations de bancs marins à fossiles tithoniques dans les assises lacustres (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIII, 1884-85, p. 890-894). W. Kilian a montré depuis que ces couches ne correspondent pas au Berriasien du Midi, mais au Tithonique, c'est-à-dire à un niveau plus ancien (Congrès Géologique International, Compte rendu de la 6<sup>e</sup> session, Zürich, 1894, p. 87-88, 1897; Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIII, 1895, p. 712).]

[2. C'est par erreur que le Purbeckien a été cité à Baume-les-Dames et à Gray. Il n'existe aucune trace de ce terrain dans cette région; voir la *Carte géologique détaillée de la France*, feuilles de Gray (113), par M. Bertrand, et de Montbéliard (114), par W. Kilian; J. Deprat, *Sur le Crétacé inférieur des bassins d'effondrement de la vallée de l'Ognon et de la Saône* (Feuille des Jeunes Naturalistes, XXIX, 1898-99, n<sup>os</sup> 338, 339, 340).]

[3. C. Struckmann, *Ueber den Serpulit (Oberen Purbeck) von Linden bei Hannover*

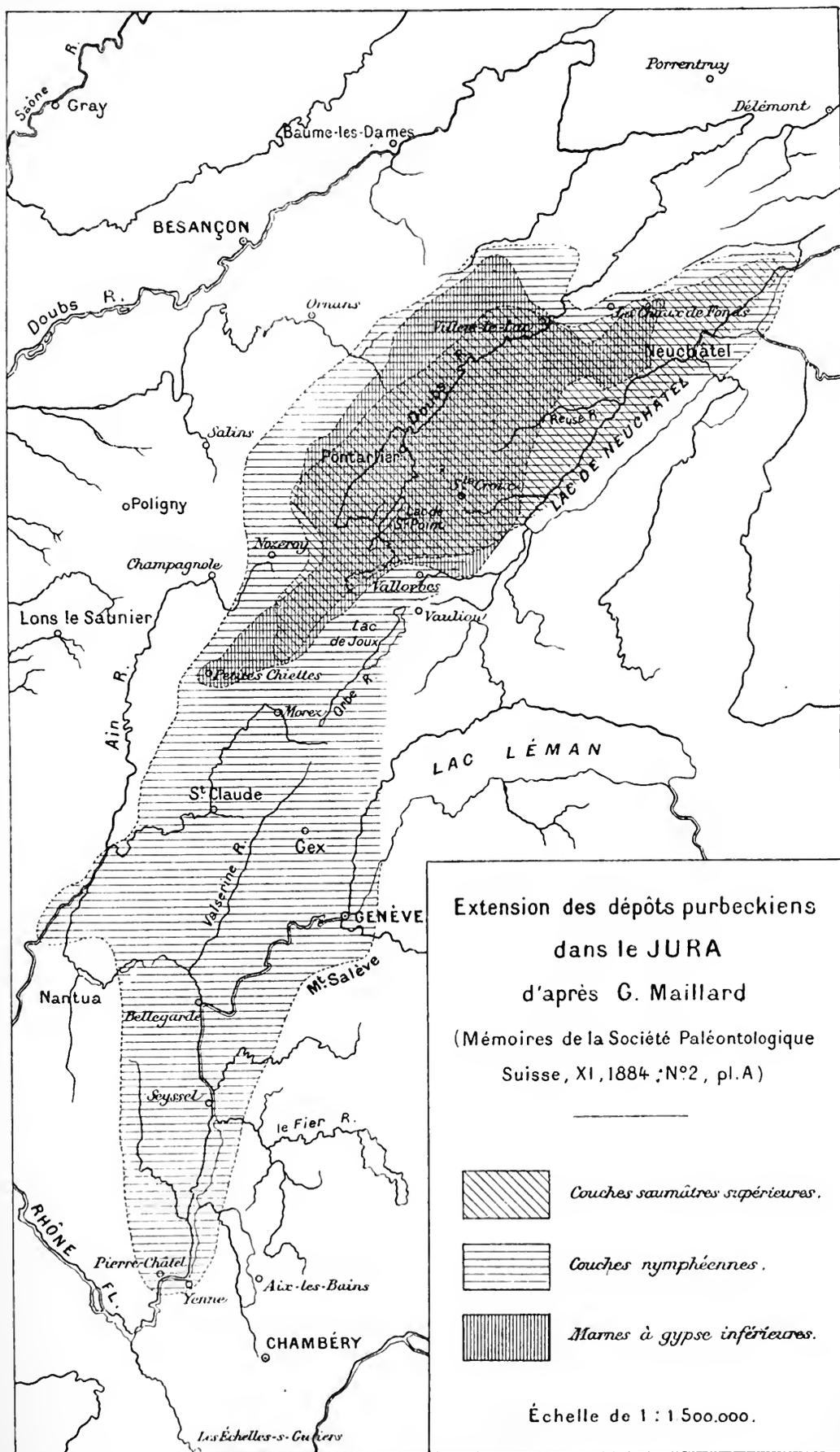


FIG. 87



pond en Angleterre à la partie du Purbeckien qui est supérieure au gypse. Les traces d'oscillations y sont si fréquentes que Bristow, par exemple, a pu reconnaître dans cet horizon, à l'île de Purbeck, le sol de quatre anciennes forêts, onze bancs de calcaire lacustre, quatre couches saumâtres et trois assises marines, se succédant en alternances répétées.

On retrouve dans la Charente un banc calcaire à fossiles lacustres, la « couche de deux pieds ».

Les coquilles marines ou saumâtres contenues dans toutes ces formations ont encore exactement le même type que celles des couches plus anciennes; beaucoup d'espèces leur sont communes avec ces dernières. C'est *une faune jurassique appauvrie*.

Les transgressions subséquentes permettent de reconnaître nettement que toute la partie occidentale du bassin de Paris, au delà du Pays de Bray, était alors émergée, tandis qu'à l'est, des Alpes jusqu'en Angleterre, s'étendait une région où les restes de la faune marine jurassique alternent de diverses façons avec des formes lacustres.

e) La marche des choses, jusqu'à présent si régulière sur de grands espaces, se modifie localement.

La côte recule encore davantage. Les régions les plus voisines de la mer alpine sont submergées et la nouvelle faune marine du Valanginien (Néocomien inférieur), venant du sud, envahit le Jura<sup>1</sup>. La mer pénètre en France, mais ne dépasse guère, vers l'ouest, Vailly, au nord-ouest de Sancerre, dans le Cher. *Dans le Nord de la France et dans toute l'Angleterre*<sup>2</sup>, on ne con-

(Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLIV, 1892, p. 99-106); J. P. Smith, *Die Jurabildungen des Kahlberges bei Echle* (Diss. Göttingen; Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst. f. 1891, XII, p. 288-356, pl. XXIII-XXV, 1893); G. Müller, *Die Untere Kreide im Emsbett nördlich Rheine* (Ibid. f. 1895, XVI, p. 60-71, 1896); A. von Koenen, *Ueber die Untere Kreide Norddeutschlands* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLVIII, 1896, p. 713-715; Jahrb. Preuss. Landesanst. f. 1896, XVII, p. xxx et suiv.). C. Gagel (1893) rattache la Serpulite au Wealdien (Crétacé).]

[2. D'après W. Kilian, dont l'opinion est contestée par E. Haug, cette progression des dépôts marins vers le nord aurait eu lieu dès l'époque berriasienne, de laquelle date certainement le Valanginien inférieur du Jura, qui contient des Ammonites caractéristiques (*Hoplites Euthymi*); W. Kilian, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIII, 1895, p. 712, et XXVI, 1898, p. 429; Kilian et Baumberger, Ibid., XXVI, 1898, p. 580, et XXVII, 1899, p. 125; E. Haug, Ibid., XXVI, 1898, p. 211.]

[3. Les recherches de A. Pavlou et G. Lamplugh (*Argiles de Speeton et leurs équivalents*, Bull. Soc. Nat. de Moscou, 1891, p. 181) ont nettement montré que le Valanginien est représenté dans le Nord de l'Angleterre, à partir du Lincolnshire et à Speeton, par des assises marines à Ammonites (*Hoplites amblygonius* et *regalis*); pour ces auteurs, le Berriasien lui-même (qu'ils appellent Berriasien supérieur) existerait dans cette partie de l'Angleterre sous forme de couches marines à *Olcostephanus gravesiformis* et *O. Keyserlingi*.

*naît pas de dépôts marins appartenant au Néocomien inférieur*<sup>1</sup>.

Au début, d'ailleurs, la mer n'était pas installée définitivement ; on rencontre en effet çà et là, dans le Jura, des alternances de bancs marins et lacustres<sup>2</sup>, qui ne cessent que quand la mer prend possession absolue de son domaine. Un peu plus au nord, dans la Haute-Marne, un dépôt d'eau douce apparaît encore à un niveau bien plus élevé, dans l'étage urgonien<sup>3</sup>.

Plus au nord encore, dans le Hanovre et en Angleterre<sup>4</sup>, les eaux douces persistent plus longtemps que dans le voisinage des Alpes ; c'est même seulement alors que se forment les dépôts wealdiens typiques.

Dans l'Allemagne du Nord, la Serpulite supporte des couches de grès et des schistes à ossements de reptiles et coquilles lacustres, tels qu'*Unio* et *Cyrena*, renfermant des lits de charbon qui se répètent plusieurs fois, comme dans le terrain houiller. Cet ensemble atteint jusqu'à 200 mètres d'épaisseur. Des traces de pas sur les plaques de grès montrent comment le niveau du lac s'est relevé progressivement, puis maintenu stationnaire.

Des grès analogues existent à l'état de lambeaux dans le Boulonnais<sup>5</sup> ; en Angleterre, ces grès recouvrent le Purbeckien, comme dans le Hanovre ; ils contiennent de nombreux débris de grands *Iguanodon* et de végétaux terrestres. Ici cette formation porte le nom de *Hastings Sand* ; on y voit également, à plusieurs niveaux, des traces de pas.

f) Dans le Hanovre comme en Angleterre, l'*argile wealdienne*

1. Hébert a consacré une partie de ses travaux à cette question ; on lui doit d'avoir nettement établi l'absence des dépôts marins de l'Infracrétacé le plus inférieur dans le bassin anglo-parisien. M. de Lapparent a donné un bon aperçu du synchronisme de ces assises en France (*Traité de Géologie*, 2<sup>e</sup> éd., p. 1034 et suiv. [4<sup>e</sup> éd., 1900, p. 1241-1407]). — La mer du Gault également a laissé en Angleterre des sédiments qui indiqueraient une augmentation progressive de profondeur (Price, Proc. Geologists' Assoc., IV, 1875, p. 269-278 ; J. S. Gardner, Geol. Mag., Dec. 2, IV, 1877, p. 377, etc.).

[2. M. Bertrand a indiqué dans le Jura, aux Petites-Chiettes, une alternance de ce genre, entre des couches d'eau douce et les assises valanginiennes marines (*Le Jurassique supérieur et ses niveaux coralliens entre Gray et Saint-Claude*, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XI, 1882-83, p. 176, en note). Maillard a fait des observations analogues et, près du lac du Bourget, MM. Hollande et Révil ont constaté également à ce niveau des récurrences du faciès lacustre à la base du Valanginien marin.]

[3. « Urganien » est ici synonyme de « barrémien » (voir ci-dessous, p. 470, note 3).]

[4. Il s'agit ici seulement du Sud de l'Angleterre ; dans le Nord, en effet, Lamplugh et Pavlow ont montré qu'à Speeton, la série marine est continue jusqu'à l'Aptien.]

[5. H. Parent, *Le Wealdien du Bas-Boulonnais* (Annales Soc. Géol. du Nord, XXI, 1893, p. 50-91). Les récentes recherches de M. Munier-Chalmas ont montré qu'une partie des couches lagunaires supérieures au niveau de la Serpulite et assimilées au Wealdien anglais appartiennent encore au Jurassique (Portlandien supérieur ou sous-étage aquilonien de M. Pavlow) ; C. R. Acad. Sc., CXXVIII, 1899, p. 1532.]

*supérieure*<sup>1</sup> succède aux assises précédentes. L'influence de la mer recommence à se manifester dans une certaine mesure. Ce nouveau terme a, dans le Nord de l'Allemagne, une épaisseur de 60 à 70 mètres; à côté d'un grand nombre de coquilles fluviatiles, on y retrouve des formes saumâtres de la Serpulite, notamment *Corbula inflexa* : c'est la faune jurassique appauvrie, qui a dû, pendant le dépôt des sables de Hastings, se conserver dans quelque lagune et qui reparait, mais encore plus dégénérée cette fois. En Angleterre, des intercalations saumâtres coupent les argiles lacustres, et vers le sommet du Wealdien il existe encore un banc d'*Ostrea distorta*. C'est dans ces conditions si défavorables que se maintiennent les derniers survivants de la faune jurassique, représentant une vraie faune résiduelle.

En Angleterre, l'épaisseur des dépôts s'accroît dans une telle proportion vers l'ouest qu'elle atteint, pour les couches supérieures au Purbeckien, plus de 2 000 pieds [600 m.]. C'est de ce côté que paraissent être venus les apports détritiques. En Belgique, sous les assises transgressives du Crétacé moyen, on voit çà et là reposer sur le terrain houiller des sables ou des argiles à débris végétaux : ce sont les restes des dépôts accumulés dans les dépressions de l'ancienne surface continentale; en 1878, on a rencontré au milieu du terrain houiller, dans le puits Sainte-Barbe, près de Bernissart, non loin de la frontière française, à 322 mètres de profondeur, un paquet d'argile descendu par affaissement qui renfermait plusieurs squelettes d'*Iguanodon*, ainsi que des poissons et des plantes du Wealdien anglais<sup>2</sup>.

A la même époque, le banc calcaire de la Charente se recouvrait également d'argiles brunes à empreintes végétales.

g) La mer s'avance encore davantage dans la direction du Nord

[1. C. Gagel a été amené récemment, par des études détaillées, à placer la limite des Systèmes jurassique et crétacé *au-dessous* de la Serpulite, qu'il rattache avec les Marnes de Münde au Wealdien, c'est-à-dire au Crétacé; *Beiträge zur Kenntniss des Wealden in der Gegend von Borhloch-Œsede, sowie zur Frage des Alters der norddeutschen Wealdenbildungen* (Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanstalt für 1893, XIV, p. 158-179, pl. XII-XIII). W. Koert place au contraire cette limite *au-dessus* de la Serpulite; *Geologische und Paläontologische Untersuchung der Grenzschichten zwischen Jura und Kreide auf der S. W. Seite des Selter*, Inaug. Diss., Göttingen, 1898. On a vu que M. Munier-Chalmas rattache également une partie du Wealdien au Jurassique.]

2. Dupont, Bull. Acad. Roy. de Belgique, 2<sup>e</sup> sér., XLVI, 1878, p. 387. [Voir aussi A. Rutot, *Sur deux coupes de Bernissartien (Wealdien) au Nord-Est de Mons* (Proc.-verb. Soc. belge de Géol., Bruxelles, III, 1889, p. 112-118); Ch. Bommer, *Sur le qite wealdien à végétaux de Braquegnies* (Ibid., V., 1891, p. 196-197); E. Dupont, *Le gisement des Iguanodons de Bernissart* (Ibid., VI, 1892, p. 86-92); travaux paléontologiques de Cornet, Dollo, de Saporta, etc.; Gosselet, *L'Ardenne*, 1888, p. 808-814. D'après M. Munier-Chalmas, cette formation appartiendrait encore au Jurassique.]

et met progressivement un terme à l'existence des grands lacs continentaux. Ses couches transgressives ne contiennent plus la faune marine du Valanginien (ou Néocomien inférieur), comme dans le Jura <sup>1</sup>, mais, dans l'Allemagne du Nord, elles appartiennent déjà au Néocomien moyen : c'est le Hils ou Hauterivien <sup>2</sup>. Les flots atteignent en même temps le Nord de la France et aussi le Sud de l'Angleterre, car la première intercalation marine du Wealdien anglais semble se placer à très peu près sur cet horizon. Dans cette dernière contrée, cependant, les eaux douces reprennent encore une fois le dessus, et ce n'est que l'étage suivant qui marque l'envahissement définitif de l'ancien domaine lacustre par la mer. Cet étage débute par les couches de Punfield, correspondant à l'Urgonien <sup>3</sup> des géologues français <sup>4</sup>.

Remarquons que le mouvement positif dont nous venons de parler s'est effectué par oscillations. Il a d'abord eu pour conséquence, dans une première phase, de faire progresser le Néocomien inférieur des Alpes, à travers la région jurassienne, jusqu'en France. A l'époque du Néocomien moyen, c'est-à-dire du Hils, les eaux ont envahi, lors d'une nouvelle transgression, le Nord de la France, le Nord de l'Allemagne, le domaine du Wealdien de l'Allemagne septentrionale et une grande partie de l'Angleterre <sup>5</sup>.

[1. Déjà, aux environs de Besançon, c'est avec l'Hauterivien que débute la série marine du Crétacé; W. Kilian, *Carte géologique détaillée de la France*, feuille 114 (*Montbéliard*); Deprat, *Mém. cit.*]

[2. Le Hils contient un grand nombre de formes du Valanginien de la France méridionale et du Jura (*Hoplites amblygonius* et ses variétés, *Oxynticerus heteropleurum*, *O. Gevrii* et *Marcouï*, etc.); il n'est donc pas seulement hauterivien, mais représente aussi le Néocomien inférieur et, d'autre part, des horizons supérieurs à l'Hauterivien (Barrémien et Aptien), ainsi que l'ont fait voir Neumayr et Uhlig (Pavlow et Lamplugh, *Mém. cit.*; C. Struckmann, *Die Grenzschichten zwischen Hilsthon und Wealden bei Barsinghausen am Deister* (Jahrb. K. Preuss. geol. Landesanst., 1889, p. 55-79, pl. XI-XIII); W. Stchirowsky, *Ueber Ammoniten der Genera Oxynticerus und Hoplites aus dem nordsibirsk'schen Neocom* (Bull. Soc. Imp. Nat. de Moscou, nouv. sér., VII, 1893, p. 369 et suiv.); W. Kilian, *Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 3<sup>e</sup> sér., XXIII, 1895, p. 717.)]

[3. Le terme d'*Urgonien* doit disparaître, en tant que nom d'étage, de la nomenclature géologique; il désigne un faciès qui affecte tantôt le Barrémien, tantôt l'Aptien inférieur (W. Kilian, *Système crétacé*, *Annuaire Géol. Universel*, III, 1887, p. 302; *Description géologique de la Montagne de Lure*, in-8°, Paris, 1888, p. 237; De Lapparent, *Traité de Géologie*, 3<sup>e</sup> éd., 1893, p. 1098, etc.). V. Paquier a précisé récemment cette assimilation dans sa note *Sur le parallélisme des calcaires Urgoniens avec les couches à Céphalopodes dans la région delphino-rhodanienne* (C. R. Acad. Sc., CXXVII, 1898, p. 839-841). M. Carez persiste à voir dans l'Urgonien un étage autonome (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XX, 1892, p. 526.)]

4. On a signalé également en Allemagne des coquilles lacustres dans des dépôts marins assez élevés du Crétacé inférieur : G. Boehm, *Beiträge zur geognostischen Kenntniss der Hilsmulde* (Inaugural-Dissertation, *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XXIX, 1877, p. 225). [Voir aussi G. Müller, *Jahrb. K. Preuss. geol. Landesanst.*, 1895, XVI, p. 69.]

[5. On a vu que, si ce résultat demeure exact pour l'Est et le Nord de la France,

C'est avec l'étage suivant, l'étage urgonien<sup>1</sup>, que la série des formations lacustres cesse définitivement en Angleterre.

Au moment où la mer infracrétacée recouvrait déjà le Purbecien du Jura, quelques espèces saumâtres isolées, derniers restes de la faune jurassique, subsistaient encore dans le Wealdien anglais et allemand, survivant ainsi pour un temps à l'empiétement de la mer crétacée vers le nord<sup>2</sup>. Ces mollusques jurassiques, que de nombreuses oscillations des eaux avaient adaptées déjà au régime saumâtre, étaient beaucoup plus capables de subsister dans les lacs et dans les estuaires que les nouvelles espèces marines amenées par la transgression crétacée.

En possession de ces résultats, jetons un rapide coup d'œil sur la péninsule Ibérique. Nous pouvons ici, comme nous venons de le faire pour l'exemple précédent en nous dirigeant par le Jura des Alpes vers la région du Weald, reconstituer la série des phénomènes dont cette région a été le théâtre, en examinant la succession des couches qui se présentent du S.E. au N.W., c'est-à-dire en allant des Baléares vers la côte de l'Atlantique.

Aux Baléares, que nous considérons comme le prolongement probable de la Cordillère bétique et où les choses se passent de même, la série est en grande partie pélagique, comme dans les Alpes; des assises exclusivement marines y représentent le Jurassique supérieur, qui supporte lui-même le Néocomien inférieur<sup>3</sup>. Sur le continent, on retrouve le Néocomien inférieur près de Valence<sup>4</sup>,

les recherches récentes reportent au Valanginien, pour l'Allemagne du Nord, la date de cette transgression. Dans le Nord de l'Angleterre, on retrouve des régions comme le Lincolnshire et Speeton, où la série marine est continue du Kimeridgïdien à l'Aptien (Pavlow et Lamplugh, *Mém. cité*; G. W. Lamplugh, *On the Speeton Series in Yorkshire and Lincolnshire*, Quart. Journ. Geol. Soc., LII, 1896, p. 184 et suiv.).]

[1. Voir la note 3 de la page précédente. Il s'agit ici d'assises barrémiennes (Pavlow et Lamplugh, *Mém. cité*, p. 200).]

2. Cette importante conclusion est aussi celle de Beyrich (*Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XXXII, 1880, p. 663) et de Neumayr (*Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst.*, 1880, p. 290).

[3. H. Nolan, *Sur le Jurassique et le Crétacé des Iles Baléares* (C. R. Acad. Sc., CXX, 1895, p. 1360-1363).]

[4. R. Nicklès, *Études géologiques sur le Sud-Est de l'Espagne*. I. *Terrains secondaires et tertiaires de la province d'Alicante et du Sud de la province de Valence*, in-8°, Lille, 1891 (Annales Hébert); et *Contributions à la Paléontologie du Sud-Est de l'Espagne: Terrain Crétacé, I. Néocomien* (*Mém. Soc. Géol. de Fr., Paléont.*, t. I, 1890, n° 4, p. 1-30, pl. VIII-XI). En Andalousie, le Néocomien à Céphalopodes existe, avec ses subdivisions et ses zones, dans la province de Grenade et jusqu'aux environs de Priego et de Cabra, dans la province de Cordoue; Bertrand et Kilian, *Études sur les terrains secondaires et tertiaires dans les Provinces de Grenade et de Malaga* (*Mém. Acad. des Sc.*, XXX, n° 2, 1889, p. 442); W. Kilian, *Études paléontologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de l'Andalousie* (*Ibid.*, p. 689 et 695, en note). Le Néocomien est bien représenté également dans la Province de Barcelone: J. Almera, *Étude stratigraphique du massif crétacé du Littoral de la Province de Barcelone* (*Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 3<sup>e</sup> sér., XXIII,

mais il n'a pas été signalé dans l'intérieur de la péninsule, pas plus qu'il n'existe dans les parties du bassin de Paris éloignées des Alpes. En revanche, on rencontre sur la côte, dans la petite chaîne des Atalayas de Alcala, près de Castellon, au niveau du Kimeridgien, un calcaire lithographique à *Exogyra virgula* semblable aux assises de même nature qui occupent le sommet du système jurassique dans le Sud-Est de la France et en Bavière, d'Ulm à Solenhofen, et représentant probablement les époques portlandienne et purbeckienne. Gümbel a montré que ces couches, dans l'Allemagne du Sud, portent les traces de nombreuses oscillations de faible amplitude, rappelant celles que nous avons reconnues, dans d'autres conditions il est vrai, dans le Purbeckien d'Angleterre<sup>1</sup>. Les assises qui recouvrent directement le calcaire lithographique d'Atalayas n'appartiennent pas, comme on pourrait s'y attendre, au Néocomien inférieur, mais à l'Urgonien<sup>2</sup>.

Dans l'intérieur du pays, dans la province de Teruel, des couches de lignite apparaissent; à Utrillas, elles alternent avec des bancs marins dont la faune correspond exactement à celle des couches de Punfield qui, en Angleterre, sont intercalées au sommet du Wealdien et en terminent la série<sup>3</sup>.

Les couches lacustres du Wealdien s'étendent plus au nord-ouest encore, dans une partie des provinces de Logroño et de Burgos, jusqu'à la vallée du Saja près de Santander et à la côte de l'Atlantique. Palacios et Sanchez ont décrit la portion méridionale de

1895, p. 564-571); W. Kilian, *Sur les Céphalopodes du Crétacé inférieur des environs de Barcelone* (Ibid., XXVI, 1898, p. 581 et 825).]

1. H. Hermite, *Études géologique sur les îles Baléares*, in-8°, Paris, 1879, p. 138; Coquand, *Sur l'existence des étages corallien, kimméridgien et portlandien dans la province de Castellon de la Plana* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2<sup>e</sup> sér., XXIV, 1866-67, p. 462-471); C. W. Gümbel, *Die geognostischen Verhältnisse des Ulmer Cementmergels* (Sitzungsber. Akad. München, I, 1871, p. 38-72).

[2. Ou plutôt de l'*Urgo-aptien*, ensemble encore assez mal défini comme niveau, mais supérieur en tout cas au Néocomien moyen. Au sujet de ce développement particulier du Crétacé inférieur dans les Pyrénées, le Portugal et le Nord de l'Espagne (*type lusitanien*, W. Kilian; Annuaire Géol. Univ., IV, 1888, p. 296 et VII, 1890, p. 441), consulter surtout les travaux de J. Seunes et P. Choffat; il y a dans ces régions une très grande prédominance des Rudistes et des Orbitolines, qui persistent jusqu'au Gault et même au Cénomaniens. — Sur le Crétacé inférieur de l'Espagne, voir L. Mallada, *Sinopsis de las especies fosiles que se han encontrado en España*, t. III, *Mesozoico; Cretaceo Inferior* (Bol. Com. del Mapa Geol. de Esp., XIV, 1887, 171 p., 20 pl.), et *Reconocimiento geografico y geologico de la Provincia de Tarragona* (Ibid., XVI, 1890, p. 3-176, carte géol.); P. Palacios, *Descripción física, geológica y agrológica de la Provincia de Soria*, in-8°, carte géol., 6 pl., 1890 (Mem. Com. del Mapa Geol.).]

3. E. de Verneuil et G. de Lorière, *Description des fossiles du Néocomien supérieur d'Utrillas*, in-4°, Paris, 1869; Judd (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVII, 1871, p. 224) insiste sur cette correspondance. [Voir aussi A. Dereims, *Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragon*, in-8°, Paris-Lille, 1898 (Thèse), p. 162.]

ces dépôts qui, d'après Calderon, atteignent 1 000 mètres d'épaisseur, couvrent plus de 1 200 kilomètres carrés et peuvent être divisés, comme en Angleterre, en Sables de Hastings et Argile wealdienne<sup>1</sup>.

La série crétacée marine débute partout, dans cette partie de l'Espagne, avec l'Urgonien; Carez a montré que cet étage se poursuit à travers la Catalogne, le Nord de l'Aragon, la Navarre et la Biscaye<sup>2</sup>.

Tout se passe donc ici comme dans le Centre de l'Europe; par leur situation, les Baléares sont à Santander ce que les Alpes sont au Sud de l'Angleterre.

Tournons nos regards vers le Portugal.

Sharpe y a décrit, il y a déjà de longues années, une série « infra-crétacée » lacustre; Delgado a reconnu que cette série correspond au Wealdien; Ribeiro l'a étudiée depuis. La carte géologique du Portugal figure une bande de ces dépôts, s'étendant de Setubal au cap d'Espichel, ainsi que d'autres affleurements grands et petits au nord du Tage, jusqu'au Cap Mondego. Quant au Jurassique portugais, Saemann a mis en évidence l'identité de ses assises supérieures avec le Portlandien de Boulogne<sup>3</sup>.

Dans la Serra de Cintra, le Kimeridgien est recouvert, d'après Choffat, par une puissante série de bancs calcaires contenant des espèces de la faune précédente, des formes nouvelles et des Cyrènes. Puis vient le Valanginien, et ensuite l'Hauterivien, c'est-à-dire les équivalents marins du Néocomien inférieur et moyen. Mais à 20 kilomètres vers l'est, à Bellas, à l'W.N.W. de Lisbonne, le Valanginien est déjà remplacé dans cette série par un grès à végétaux terrestres, correspondant au Wealdien<sup>4</sup>.

1. P. Palacios y Raf. Sanchez, *La Formacion Wealdense en las Provincias de Soria y Logroño* (Bol. Com. Mapa Geol., XII, 1885, p. 109-140); S. Calderon, *Note sur le terrain wealdien du Nord de l'Espagne* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIV, 1885-86, p. 405-407).

2. L. Carez, *Étude des Terrains crétacés et tertiaires du Nord de l'Espagne*, in-8°, Paris, 1881, p. 147 et suiv.

3. D. Sharpe, *On the Secondary District of Portugal, which lies on the North of the Tagus* (Quart. Journ. Geol. Soc., VI, 1850, p. 133-201 : *Subcretaceous Series*); Ribeiro e Degaldo, *Carta geologica de Portugal*; 1 : 500 000, in-folio, 1876; Saemann *in* de Loriol et Pellat, *Étage portlandien de Boulogne*, p. 184; C. Ribeiro, *Breve noticia acerca da constituição physica e geologica da parte de Portugal comprehensa entre os valles do Tejo e do Douro* (Jorn. de Scienc. Math., Phys. e Nat., Lisboa, II, 1870, p. 243-252 et 353-369, en particulier p. 249). [Voir aussi P. Choffat, *Coup d'œil sur les mers mésozoïques du Portugal* (Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, XLI, 1896, p. 294-317, pl. 2 : carte); M<sup>re</sup> de Saporta, *Flore fossile du Portugal*; *Nouvelles contributions à la flore mésozoïque, accompagnées d'une Notice stratigraphique* par P. Choffat, in-4°, 288 p., 40 pl., Lisbonne, 1894 (Direction des Trav. géol. du Portugal); L. F. Ward, *Some Analogies in the Lower Cretaceous of Europe and America* (16<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1894-95, part I, p. 510-540, pl. CV, 1896).]

4. Choffat, *in* Actes Soc. Helv. réunie au Locle, 1885, in-8°, Neuchâtel, 1886, p. 63. [Voir aussi P. Choffat, *Recherches sur les terrains secondaires au Sud du Sado* (Comm.

La succession des phénomènes a donc été sensiblement la même du Harz à la côte occidentale du Portugal : après le Portlandien apparaissent des eaux peu profondes ou des lacs, puis on voit s'installer, du Hanovre à l'île d'Oléron, une série de bassins lagunaires d'évaporation ; enfin il se forme de grands lacs, du Hanovre à la côte occidentale du Portugal. La mer, qui s'était d'abord retirée vers le sud, couvre, à l'époque du Néocomien inférieur, le Nord de la France jusqu'au Cher, l'Espagne jusqu'à Valence seulement et une petite partie de l'Ouest du Portugal. A l'époque du Hils (Hauterivien) et de l'Urgonien, les flots continuent à s'avancer, par un mouvement oscillatoire, jusqu'à ce qu'ils aient recouvert toute la région des lacs wealdiens. Sur un grand nombre de points, les bandes d'affleurements lacustres ou de dépôts gypseux (Charente) sont coupées par les bords de l'Atlantique, ce qui montre bien qu'à cette époque le domaine continental dépassait les rivages actuels.

### 5. Nouvelles transgressions ; mélange des faunes crétacées.

— Il ressort des indications précédentes que c'est à la base des marnes gypsifères et salifères, entre les étages portlandien et purbeckien, que s'est manifesté le maximum de la régression marine (ou phase négative) ; à partir de ce moment et malgré de nombreuses oscillations, les phénomènes de transgression (positifs) ont la prépondérance jusqu'à la transgression urgonienne, qui finit par recouvrir tout le domaine des dépôts wealdiens.

Le plus grand changement des conditions physiques n'a donc pas coïncidé avec le plus grand changement de la faune, mais l'a précédé ; on sait en effet que le Purbeckien supérieur contient un ensemble d'espèces dont le type est encore franchement jurassique.

Et tout d'abord se pose la question de savoir si, dans d'autres parties du globe, une transgression correspond à la grande régression purbeckienne. Il est facile d'en trouver les traces. Nous avons vu que le Kimeridgien des régions occidentales s'étend à travers la Pologne jusqu'au delà de la Volga. Or, Mikhalski a constaté en Pologne même, près de Tomaszow sur la Pilica, les vestiges d'une mer qui n'a pas pénétré dans l'Ouest de l'Europe et qui a déposé l'*étage volgien inférieur* des géologues russes (zone du *Peri-*

da Commiss. dos Trab. Geol. de Portugal, I) ; *Recueil de Monographies stratigraphiques sur le Système crétacique du Portugal*. I, *Contrées de Cintra, de Bellas et Lisbonne*, in-4°, Lisbonne, 1885 (Section des Trav. Géol. du Portugal) ; *Recueil d'Études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal* (Ibid., depuis 1886) ; *Note sur le Crétacique des environs de Torres-Vedras, de Peniche et de Cercal* (Comm. da Commiss. dos Trab. Geol., II, 1890, p. 171-214), etc.]

*sphinctes virgatus*)<sup>1</sup>. C'est avec raison sans doute que Mikhalski considère ces dépôts comme les premiers indices d'une grande transgression boréale infracrétacée<sup>2</sup>. Nikitin synchronise l'étage volgien avec le Wealdien anglais<sup>3</sup>.

On rencontre encore dans la Galicie orientale un nombre considérable d'espèces portlandiennes : il convient donc de placer à la

[1. Cette mer est celle qui a immédiatement précédé la mer *aquilonienne* de A. Pavlow, synchronique des lacs purbeckiens de l'Europe centrale et correspondant au Volgien supérieur (= Portlandien supérieur).]

2. A. Mikhalski, *Notes sur les couches à Perisphinctes virgatus de la Pologne* (Bull. Comité Géol. St.-Pétersbourg, V, 1886, p. 363-456) [et *Die Ammoniten der Unteren Wolga-Stufe* (Mém. Comité Géol. St.-Pétersbourg, VIII, n° 2, 1890-94, 497 p., 13 pl.).]

[3. Le parallélisme du Volgien a fait l'objet, dans ces dernières années, de nombreuses publications, provoquées par la découverte dans cet étage d'une série de formes caractéristiques du Portlandien français et anglais, du Tithonique méditerranéen et même du Hils d'Allemagne. A. Pavlow et J. Lamplugh en font le représentant du Portlandien (= Purbeck = Tithonique) et croient possible d'arriver à un synchronisme de détail (Mém. cité, et A. Pavlow, *Études sur les couches jurassiques et crétacées de la Russie*, I (Bull. Soc. Imp. Nat. Moscou, 1889, p. 55); G. W. Lamplugh, *On the Speeton Series in Yorkshire and Lincolnshire* (Quart. Journ. Geol. Soc., LII, 1896, p. 184 et suiv.); A. P. Pavlow, *On the Classification of the Strata between the Kimeridgian and the Aptian* (Ibid., p. 551 et suiv.); S. Nikitin, au contraire, tout en considérant comme illusoire l'établissement d'un parallélisme minutieux du Volgien avec les dépôts du reste de l'Europe, le regarde comme correspondant aux dernières assises jurassiques et aux premières zones du Crétacé (S. Nikitin, *Les vestiges de la période crétacée dans la Russie Centrale* (Mém. Comité Géol. St.-Pétersbourg, V, n° 2, 1888, 5 pl., carte, p. 184-205); *Quelques Excursions dans les Musées et dans les terrains mésozoïques de l'Europe occidentale*, etc. (Bull. Soc. Belge de Géol., Bruxelles, III, 1889, p. 28 et suiv., et Bull. Comité Géol. Saint-Pétersbourg, n° 10, 1888); *Notiz über die Wolga-Ablagerungen* (Verhandl. Russisch-K. Mineralog. Ges. St.-Petersburg, Ser. 2, XXXIV, 1897, p. 171-184); J. Sintzow, Mém. cité, p. 42 et suiv. Voir aussi le *Guide des Excursions du VII<sup>e</sup> Congrès géologique international*, St.-Pétersbourg, 1897, articles de S. Nikitin (I, II) et A. Pavlow (XX). — Une forme volgienne, *Hoplites rjasanensis*, existe dans le Tithonique supérieur du bassin du Rhône (W. Kilian, *Note stratigraphique sur les environs de Sisteron*, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIII, 1895, p. 684 et 711); des espèces communes au Tithonique et au Berriasien (*sensu stricto*), telles que *Hoplites privasensis* et *H. Eulhymi*, ont été citées par Krichtafowitch aux environs de Moscou. En outre, un travail récent de R. Bogoslawsky a fait connaître dans l'horizon de Riazan, qui est immédiatement supérieur au Volgien, une série d'espèces berriasiennes, c'est-à-dire méridionales, mélangées à des types boréaux; l'auteur synchronise l'horizon de Riazan avec la zone à *Hoplites Boissieri* (Berriasien, *s. str.*) et le regarde comme représentant la base du Crétacé; R. Bogoslawsky, *Der Rjasan-Horizont, seine Fauna, seine stratigraphischen Beziehungen und sein wahrscheinliches Alter* (Materialien zur Geol. Russlands, XVIII, 1897, p. 1-157, pl. I-VI). — D'autre part, O. Abel a signalé dans le Tithonique de la Basse-Autriche un certain nombre d'espèces du Volgien inférieur, notamment *Aucella Pallasii*, Keys. (O. Abel, *Die Tithonschichten von Niederfellabrunn in Niederösterreich und deren Beziehungen zur unteren Wolgastufe*, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1897, p. 343-362). Enfin, E. Haug synchronise le Volgien, y compris l'horizon de Riazan, avec le Tithonique (y compris le Berriasien), qu'il rattache, comme équivalent exact du Portlandien, au système jurassique; E. Haug, *Portlandien, Tithonique et Volgien* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXVI, 1898, p. 197-228); W. Kilian persiste à faire du Berriasien proprement dit — c'est-à-dire de l'équivalent des couches de Riazan — la base du système crétacé (*Observations au Mémoire de M. Haug*, Ibid., p. 429-430 et 380; XXVII, 1899, p. 125).]

fin du Portlandien le moment où la Russie cessa de suivre le sort de l'Europe occidentale<sup>1</sup>; or ce moment est précisément celui où commence le dépôt des marnes à gypse, et il coïncide avec le maximum de la phase négative que nous venons de décrire dans l'Ouest de l'Europe. Tandis que les rivages reculent à l'ouest et au nord, en ne laissant subsister que des lagunes gypsifères, une autre mer s'avance du nord-est, d'un côté par Kostroma, Tver, Moscou et Riazan, de l'autre par Orenbourg, Samara et Simbirsk<sup>2</sup>.

Les recherches de nos confrères russes, qui ont révélé depuis quelque temps un si grand nombre de faits nouveaux, dans cet ordre d'idées, ne permettent guère encore de suivre sur la carte l'extension des différentes assises du Volgien<sup>3</sup>; il est hors de doute cependant que dans le Nord de l'Asie une grande transgression doit leur correspondre, notamment pour les termes supérieurs. D'après Nikitin, l'aire de cette transgression comprendrait la région située à l'ouest du cours inférieur de l'Ob et s'étendant au sud jusqu'au 63<sup>e</sup> degré de lat. N., elle embrasserait une partie de la Sibérie du Nord, notamment la presqu'île de Taïmyr jusqu'à Dou-dinskoïe sur le cours inférieur du Ienisseï, puis les vallées inférieures de tous les fleuves situés plus à l'est, jusqu'à la Iana, sans atteindre cependant vers le sud le cercle polaire<sup>4</sup>. Là, les dépôts volgiens arriveraient à reposer directement sur le Trias marin. Le Jurassique signalé dans le Sud de la Sibérie serait douteux, mais les couches volgiennes supérieures paraissent se retrouver le long du fleuve Amour et de la Boureïa.

[1. E. Haug a récemment analysé les diverses étapes de la transgression volgienne (Mém. cité); il en place le début (couches à *Perisphinctes virgatus*) vers le milieu du Portlandien inférieur.]

[2. Mikhalski et Haug pensent que la faune du Volgien inférieur est arrivée par la région caspienne; le Volgien supérieur, au contraire, serait d'origine boréale. Cette transgression boréale s'est étendue jusqu'en Angleterre, dans le Yorkshire, et, pendant le Néocomien, jusque dans l'Allemagne du Nord (Lamplugh et Pavlow, Mém. cités).]

[3. Voir la *Carte géologique de la Russie d'Europe* éditée par le Comité Géologique, 6 feuilles, St.-Petersbourg, 1892, où l'étage volgien est distingué par une teinte spéciale; S. Nikitin, *Ueber das Vorkommen der Oberen Wolgastufe und des Neocom im Norden* (Neues Jahrb. f. Min., 1888, 1, p. 172-174); Th. Tschernyschew, *Travaux exécutés au Timane en 1890* (Bull. Comité Geol., X, 1891, p. 95-147, carte). — Les recherches de Ruprecht et Grewingk ont fait connaître, dans la Russie boréale, des faunes oxfordiennes, volgiennes et néocomiennes; voir G. Grewingk, *Voyage à la presqu'île de Kanine*, avec commentaires de Tschernyschew, Karpinsky et Nikitin (Mém. russes Acad. Imp. Sc. St.-Petersbourg, LXVII, 1891, n° 1, p. 1-74, carte géol.).]

[4. A. Bunge und E. Toll, *Expedition nach den Neusibirischen Inseln und dem Jana-Lande* (Beiträge z. Kenntn. d. Russisch. Reiches, III, p. 1-363, 6 cartes, 1887); E. Toll, *Expedition dans les îles de la Nouvelle-Sibérie et les rives de l'Océan Polaire* (En russe, Mém. russes Acad. Sc. St.-Petersbourg, LXXV, 1894, p. 41-55; Bull. Soc. Imp. Russe de Géogr., XXX, livr. 4, 1894, p. 435-451).]

Nous avons placé dans le Jurassique, d'après les travaux existants, les assises mésozoïques qui, au Spitzberg, reposent sur le Trias, ainsi que celles du Groenland oriental (II, p. 100); mais nous ferons remarquer que Lahusen a récemment fait ressortir de nombreuses analogies entre le Volgien supérieur des bords de l'énisseï et de la Lena, d'une part, et les couches du Spitzberg et de l'Est du Groenland, de l'autre<sup>1</sup>.

Il règne encore quelques doutes sur l'attribution de certaines couches à Aucelles<sup>2</sup>, les paléontologistes étant d'avis partagés en ce qui les concerne; je n'étendrai donc mes comparaisons ni aux îles Aléoutiennes, ni aux îles de la Reine-Charlotte<sup>3</sup>, où l'étage volgien est sûrement représenté. Il est probable, d'après les travaux de White, que les couches à Aucelles de Californie correspondent à celles du Nord; elles s'étendent peut-être jusqu'au Nouveau-Mexique<sup>4</sup>, mais dans la partie arctique de l'Amérique du Nord et jusqu'au cap Farewell on ne connaît rien d'analogue; dans l'Ouest du Groenland, le Crétacé inférieur n'est représenté que par des couches à empreintes végétales.

1. J. Lahusen, *Die Inoceramen-Schichten an dem Olenek und der Lena* (Mém., Acad. Imp. Sc. St.-Petersbourg, 7<sup>e</sup> sér., XXXIII, n° 7, 13 p., 2 pl., 1886). Il paraît également que *Amaltheus Nathorsti* Lundgr., du Spitzberg, se rencontre dans le Volgien supérieur des bords de la Bouréïa.

[2. J. Lahusen, *Ueber die russischen Aucellen* (Mém. Com. Géol. St.-Petersbourg, VIII, n° 1, 1888, 46 p., 5 pl.).]

[3. G. M. Dawson, *On the Earlier Cretaceous Rocks of the Northwestern portion of the Dominion of Canada* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XXXVIII, 1889, p. 120-127); J. F. Whiteaves, *Notes on some Mesozoic Fossils from various localities on the Coast of British Columbia* (Geol. Survey of Canada, Ann. Rep. 1886, B, p. 108-114, 1887); *Descriptions of two new Species of Ammonites from the Cretaceous Rocks of the Queen Charlotte Islands* (Canad. Record of Sc., V, 1892, p. 441-446); *Notes on some of the Cretaceous Fossils collected during Captain Palliser's Explorations in British North America in 1857-60* (Trans. Royal Soc. Canada, 2<sup>d</sup> ser., I, sect. IV, 1896, p. 101-117, pl. I).]

4. C. A. White, *On the Mesozoic and Cenozoic Paleontology of California* (Bull. U. S. Geol. Survey, n° 15, 1885, p. 22 et suiv.). [Voir aussi C. A. White, *Remarks on the Genus Aucella, with especial Reference to its Occurrence in California* (in G. F. Becker, *Geology of the Quicksilver Deposits of the Pacific Slope*, U. S. Geol. Survey, Monograph XIII, 1888, p. 226-232, pl. III, IV); J. S. Diller and T. W. Stanton, *The Shasta-Chico Series* (Bull. Geol. Soc. of America, V, 1894, p. 435-464); J. Perrin Smith, *Age of the Auriferous Slates of the Sierra Nevada* (Ibid., V, 1894, p. 243-258); T. W. Stanton, *Contributions to the Cretaceous Paleontology of the Pacific Coast: The Fauna of the Knoxville Beds* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 133, 1895, 132 p., 20 pl.). On remarque l'association, dans la faune de Knoxville, d'espèces volgiennes de type boréal (Aucelles, etc.) avec des *Hoplites* tithoniques; ces couches s'étendent jusque dans l'Alaska. Sur la présence d'Aucelles dans le Mexique oriental, voir I, p. 772, note 3, et A. del Castillo y J. G. Aguilera, *Fauna fossil de la Sierra de Catorce, San Luis Potosi* (Bol. Com. Geol. de Mexico, n° I, 1895, xi-55 p., 24 pl.): cette faune de Catorce est nettement tithonique. — Pour tout ce qui concerne l'Infra-crétacé des régions bordières du Pacifique, voir T. W. Stanton, *A comparative Study of the Lower Cretaceous Formations and Faunas of the United States* (Journ. of Geol., V, 1897, p. 579-624).]

Le genre *Aucella* pénètre du Nord jusqu'aux îles Lofoten, mais ne s'est pas avancé davantage dans le domaine atlantique<sup>1</sup>.

Des phénomènes analogues à ceux que nous venons de retracer ont laissé quelques vestiges dans l'hémisphère austral.

Il existe dans l'Australie orientale une transgression crétacée que Neumayr place au niveau de l'Aptien (II, p. 251). Dans le Sud-Est de la Colonie du Cap, on observe, adossée contre les terrains antérieurs, une série d'assises à végétaux contenant des bancs marins : c'est la série d'Uitenhage (I, p. 507); à Sripermatour, sur la côte orientale de l'Inde, on a signalé des grès appartenant à cet horizon d'Uitenhage (I, p. 520). Nous arrivons ainsi à la région jurassique de Katch, où l'on retrouve, jusqu'au Portlandien, tous les étages du Jurassique européen. Le groupe d'Oomia [Umia], qui contient des espèces du Portlandien d'Europe, est une masse de grès d'environ 3 000 pieds [900 m.] d'épaisseur; c'est dans un conglomérat calcaire, vers la base de ces grès, que se rencontrent la plupart des fossiles marins, et notamment les espèces portlandiennes; dans la partie supérieure apparaissent beaucoup de végétaux terrestres, et quelques espèces de l'étage d'Uitenhage se montrent à un niveau plus élevé encore. Ainsi l'étage d'Uitenhage, inconnu en Europe, est superposé dans l'Inde à un Jurassique de type européen, de même qu'en Russie le Volgien inférieur, avec sa faune étrangère, recouvre un Jurassique également européen. La faune d'Uitenhage est arrivée du Sud; la faune volgienne est venue du Nord. Cette analogie est rendue plus complète par le fait qu'on voit apparaître à Katch, <sup>5</sup> au-dessus des types d'Uitenhage, des formes de l'étage aptien d'Europe (*Hoplites Deshayesi*)<sup>2</sup>, alors qu'en Russie, d'après Nikitin, c'est le même étage, d'un type bien occidental, et renfermant aussi *Hoplites Deshayesi*<sup>3</sup>, qui recouvre à Simbirsk

[1. Il convient de rappeler que ce genre n'est pas exclusivement cantonné dans le Jurassique de type boréal : on en a signalé des représentants isolés dans le Portlandien du Boulonnais, dans l'Oxfordien de la région méditerranéenne (Kilian, *Montagne de Lure*, p. 119) et dans le Tithonique (Kilian, *Note stratigraphique sur les environs de Sisteron*, p. 679; *Mission d'Andalousie*, p. 679; Nicolis et Parona, Toucas, etc.). Il existe au Mexique (voir la note précédente) et G. Steinmann l'a retrouvé jusqu'au Pérou (*American Naturalist*, Oct. 1891).]

[2. Il en est de même dans le Nord-Est de l'Afrique, où des formes d'Ammonites aptiennes ont été signalées par C. Mayer-Eymar (*Ueber Neocomian-Versteinerungen aus dem Somali-Land*, Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, XXXVIII, 1893, p. 249-265, pl. I, II); Beyrich et Futterer citent d'autre part de Mombasa (Afrique orientale) *Exogyra aquila* et *Ostrea macroptera*, espèces également aptiennes.]

[3. S. Nikitin a étudié cette espèce en Russie et dans l'Ouest de l'Europe et constaté qu'elle se rencontrait bien, en exemplaires typiques, dans les deux régions (*Quelques excursions dans les Musées et dans les terrains mésozoïques de l'Europe Occidentale et comparaison de leur faune avec celle de la Russie* (Bull. Soc. Belge de Géol., etc.,

l'étage volgien. Avec ces fossiles se montre en outre, à Katch, une espèce de l'Aptien d'Australie.

Nous avons donc, à Simbirsk, un Jurassique européen auquel succède le Volgien boréal, puis l'Aptien européen; et à Katch, également, un Jurassique européen, puis des traces de l'étage austral d'Uitenhage et des indices de l'Aptien d'Europe<sup>1</sup>.

Après cette longue digression, revenons à l'Europe centrale pour y suivre les phénomènes qui ont signalé la limite des systèmes jurassique et crétacé, et mentionner certaines particularités que présentent la succession et la composition des faunes crétacées marines.

Remarquons tout d'abord que la portion de la faune jurassique marine d'Europe dont nous avons retracé l'histoire ne peut pas être considérée comme ayant donné naissance, par filiation, aux espèces composant la faune marine qui lui succède. Le cas a pu se produire pour un certain nombre de formes pélagiques de la région alpine<sup>2</sup>, mais la faune jurassique sublittorale a été éliminée d'abord par la grande régression dont nous avons parlé, puis par le régime lacustre. Des formes saumâtres ont pu dériver de quelques-unes des espèces marines, et persister encore un certain temps, mais les éléments des nouvelles faunes viennent, pour la plus grande partie, d'ailleurs.

Le *Valanginien* (Néocomien inférieur) dépasse peu en étendue le domaine pélagique des Alpes<sup>3</sup>; sa faune est assez pauvre et n'a pas d'affinités étrangères<sup>4</sup>.

Ensuite vient le *Hils* ou Hauterivien, dont l'extension est beau-

Bruxelles, III, 1889, Mém., p. 57); voir aussi Sintzow, *Bemerkungen ueber einige Ammoniten der Aptien*, Odessa, 1898.]

[1. On a signalé toutefois dans le Baloutchistan une faune de Bélemnites qui comprend les espèces les plus typiques de l'Hauterivien de l'Europe méridionale: *Duvalia dilalata*, etc. (Noetling, Mém. cité.)]

[2. Sur la filiation et la parenté des Ammonites tithoniques, berriasiennes et valanginiennes, voir W. Kilian, *Note stratigraphique sur les environs de Sisteron* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIII, 1895, p. 708-709); Ch. Sarasin, *Quelques considérations sur les genres Hoplites, Sonneratia, Desmoceras et Puzosia* (Ibid., XXV, 1897, p. 760-799); W. Kilian, *Observations relatives à la note de M. Sarasin* (Ibid., XXVI, 1898, p. 129-134); E. Haug, *Portlandien, Tithonique et Volgien* (Ibid., XXVI, 1898, p. 197-228).]

[3. On a reconnu récemment sa présence dans l'Allemagne du Nord et en Angleterre (Pavlow et Lamplugh, Mém. cité.)]

[4. Voir G. Sayn, *Sur la faune des marnes valanginiennes à fossiles pyriteux du Sud-Est de la France* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIII, 1895, p. 832-833): la faune de ces marnes à *Hoplites Roubaudi* comprend, dans le Bassin du Rhône, outre des espèces tithoniques, des formes dérivant des espèces tithoniques, des espèces spéciales (*Holcostephanus*), un certain nombre de *Hoplites* du Hils de l'Allemagne du Nord et de Specton ainsi que des formes nettement boréales, telles que *Orynoticeras heteropleurum* N. u. Uhl., signalé en 1892 par W. Kilian (Bull. Soc. Géol. de Fr. 3<sup>e</sup> sér., XX,

coup plus grande<sup>1</sup>. En décrivant les Ammonites du Hils, en 1881, Neumayr et Uhlig ont fait ressortir plus nettement qu'on ne l'avait fait avant eux la présence d'éléments septentrionaux dans la faune de cet étage. Les travaux publiés depuis, comme ceux de Weerth et de M<sup>me</sup> Marie Pavlow, ont montré que cette faune du Hils présente d'autres affinités encore avec la Russie; on y rencontre en effet certains éléments de la faune volgienne. Neumayr et Uhlig ont également fait voir que quelques espèces du Hils présentent des rapports très étroits avec la faune d'Uitenhage. Cette période de transgression fut donc aussi une époque de mélange des faunes; des formes boréales et australes firent leur apparition en Europe. Elle mit un terme à l'autonomie des régions du Nord-Est, provoquée par les mouvements négatifs, et durant laquelle s'était développée la faune boréale volgienne<sup>2</sup>.

Nous avons peu parlé jusqu'à présent du Crétacé inférieur des Alpes, dont les bancs se succèdent en une suite ininterrompue de dépôts pélagiques<sup>3</sup>, parce qu'il est fort difficile, dans les régions plissées, de mettre en évidence avec quelque netteté les transgressions ou les régressions; cela n'est possible qu'exceptionnellement, comme Maillard est parvenu à le faire pour le Purbeckien du Jura. Il est intéressant cependant d'analyser les faunes qui se sont

p. lv), et des *Simbirskites*. D'autre part, A. Pavlow a signalé des Ammonites valanginiennes dans le Petchorien de Russie. W. Kilian, de son côté, a constaté la présence de nombreuses espèces du Hils dans le Valanginien à Spatangues du Midi de la France (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIII, 1895, p. 728). Voir aussi C. Struckmann, *Die Grenzschichten zwischen Hilsthon und Wealden bei Barsinghausen am Deister* (Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst., X, 1889, 2. Teil, p. 55-79, pl. XI-VIII, 1892).]

[1. Une partie notable de la faune du Hils est formée d'espèces qui se retrouvent dans les divers étages du Crétacé inférieur (Valanginien, Hauterivien, Barrémien (*Crioceras Römeri*, etc.) et Aptien) du Sud de la France; W. Kilian, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIII, 1895, p. 728, 735, 744].]

2. M. Neumayr und V. Uhlig, *Ueber Ammonitiden aus den Hilsbildungen Nord-Deutschlands* (Palaeontographica, XXVII, 1881, p. 74); O. Weerth, *Die Fauna des Neocomsandsteins im Teutoburger Walde* (Palaeont. Abhandl. herausgeg. v. Dames u. Kayser, II, 1884); Marie Pavlow, *Les Ammonites du Groupe Olcostophanus versicolor* (Bull. Soc. Imp. Nat. de Moscou, LXII, 1886, p. 27-43). Depuis longtemps déjà Neumayr avait conclu à une transgression boréale, en s'appuyant non seulement sur le caractère des faunes marines, mais sur le fait, signalé par Sandberger, que, dans le Wealdien supérieur, la faune lacustre tropicale est remplacée par une faune à cachet nord-américain (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1873, p. 290). [Voir aussi Günther Maas, *Die untere Kreide des subhercynen Quadersandstein-Gebirges* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLVII, 1895, p. 227-302, pl. V-IX).]

[3. W. Kilian, *Description géologique de la Montagne de Lure*, in-8°, Paris, 1888, p. 49 et suiv.; et *Note stratigraphique sur les environs de Sisteron* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIII, 1895, p. 659-803, pl. XI-XIV; renferme une bibliographie des travaux relatifs au Crétacé inférieur du Sud-Est de la France); G. Sayn, *Observations sur quelques gisements néocomiens des Alpes Suisses et du Tyrol* (Trav. Laboratoire Géol. Fac. Sc. Grenoble, II, 1894, p. 89-102).]

succédé dans cette région. Les équivalents du Hils ou Hauterivien sont directement surmontés, là où se présente le faciès pélagique, par l'étage *barrémien* du bassin inférieur du Rhône et par les *schistes de Wernsdorf* dans les Carpathes, où se montrent des éléments fauniques nouveaux. La faune infracrétacée si riche de Santa Fé de Bogota, en Colombie, que les travaux de Karsten ont fait connaître, a envoyé dans le Barrémien d'Europe de nombreux représentants. Coquand et d'Orbigny ont reconnu ces éléments dans le Barrémien français, Hohenegger les a retrouvés dans les Carpathes et Uhlig a attiré l'attention sur l'identité remarquable qui existe entre ces faunes des Carpathes, de la Provence et de Bogota, malgré la distance qui sépare ces régions les unes des autres. Le genre *Pulchellia* caractérise, en Europe, cette immigration, comme le genre *Holcostephanus* distinguait la transgression précédente<sup>1</sup>.

A l'époque de l'*Aptien*, une faune uniforme paraît enfin être établie en Europe, jusqu'en Russie<sup>2</sup>, et les quelques espèces que l'on a signalées dans l'Inde montrent que cette faune a dû s'étendre jusque dans cette partie de l'Asie.

Nous voyons donc, vers la fin des temps jurassiques, l'Europe se découvrir, puis des transgressions successives et de plus en plus

1. V. Uhlig, *Die Cephalopoden-Fauna der Wernsdorfer Schichten* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XLVI, 1883, p. 158). [Sur la faune barrémienne, ses affinités et sa répartition géographique, voir W. Kilian, *Description géologique de la Montagne de Lure*, Paris, 1888, p. 225-239; *Études sur les terrains secondaires et tertiaires de l'Andalousie*, p. 695; *Sur le Barrémien de Catalogne* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXVI, 1898, p. 581); Nicklès, *Mém. cités*; Em. Haug, *Beitrag zur Kenntniss der oberneocomen Ammoniten-Fauna der Puezalpe bei Corvara, Südtirol* (Beitr. zur Pal. Oesterr.-Ungarns und des Orients, VII, n° 3, 1889); G. Steinmann und K. Gerhardt, *Beiträge zur Kenntniss der Kreideformation in Venezuela und Peru, und in Columbien* (Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. XI, 1897, p. 65-268, pl. I-V); J. Simionescu, *Die Barrémefauna im Quellgebiete der Dimbovicioara, Rumänien* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1897, p. 131-134), et *Studi geologice si paleontologice din Carpati Sudici* (Acad. Româna, Publ. n° II, Bucarest, 1898, 8 pl.); V. Popovici-Hatzeg, *Etude géologique des environs de Campulung et de Sinaia, Roumanie*, in-8°, carte géol., Paris, 1898 (Thèse de Doctorat); G. Sayn, *Description des Ammonitides du Barrémien du Djebel-Ouach*, in-8°, 84 p., 3 pl. (Bull. Soc. d'Agriculture de Lyon, 1890), et *Note sur le Néocomien du Djebel-Ouach* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXIV, 1896, p. 1162-1167); J. Blayac, *Sur le Crétacé inférieur de la région de l'Oued Cherf, Province de Constantine* (C. R. Acad. Sc., CXXIII, 1896, p. 958-960; Trav. Laborat. Géol. Grenoble, V, 1900, p. 19-27); I. Simionescu, *Synopsis des Ammonites néocomiennes (Berriasiens-Aptien)*, *Ibid.*, p. 109-143, etc.]

[2. N. Karakasch, *Dépôts crétacés du versant septentrional de la chaîne principale du Caucase et leur faune*, in-4°, 205 p., 8 pl., St-Pétersbourg, 1897, et *Fortschritte im Studium der Kreide-Ablagerungen im Russland* (Annuaire Géol. et Minéralog. de la Russie, éd. par N. Krichtafovitch, III, n° 7, 1899, p. 129-176); D. J. Anthula, *Ueber die Kreidefossilien des Kaukasus, mit einem allgemeinen Ueberblick über die Sedimentformationen im Kaukasus* (in F. Frech und G. von Arthaber, *Neue Forschungen in den Kaukasischen Ländern*, Abth. I; Beitr. z. Pal. u. Geol. Oesterr.-Ung. u. d. Orients, XII, 1899, p. 55-159, pl. II-XIV.)]

étendues l'envahir à nouveau. La région alpine demeure constamment immergée. Le maximum de modification physique, qui se produit à la limite entre les étages portlandien et purbeckien, ne coïncide pas, dans l'Europe centrale, avec le maximum de modification dans la faune; son rôle, en contribuant à l'établissement de bassins isolés, se borne à préparer l'extinction des éléments sublittoraux de cette faune. Les transgressions suivantes, au contraire, ont une influence d'autant plus grande sur les faunes qu'elles établissent chacune de nouvelles communications marines, permettant l'immigration de formes nouvelles ou rendant ces échanges plus faciles.

Nikitin a mis en lumière l'autonomie complète de la région russe à l'époque volgienne, alors que plus tard, « avec l'époque du Gault, le caractère universel de la faune se manifeste jusque dans les contrées les plus éloignées ». Neumayr est arrivé à des résultats analogues<sup>1</sup>. Des phénomènes d'une pareille ampleur ne sauraient trouver leur explication dans de simples oscillations des continents.

C'est ainsi que le contraste entre les domaines atlantique et pacifique s'accroît plus encore que précédemment. Les dépôts infracrétacés ont été signalés sur de nombreux points des côtes occidentales de l'Amérique, des îles Aléoutiennes au cap Horn; il en est de même en Australie et dans la Nouvelle-Zélande. Sur la bordure pacifique, ces sédiments sont plissés; ils sont au contraire horizontaux dans l'arrière-pays australien. Mais c'est en vain qu'on chercherait sur les côtes atlantiques, en dehors de l'Europe, des représentants de tous ces étages. Même en Europe, le Wealdien et ses dépôts lacustres sont coupés brusquement par le rivage. La faune n'en indique pas moins, cependant, qu'une communication a dû exister pendant la première moitié de la période crétacée entre les mers d'Europe et celles qui baignaient le versant occidental de l'Amérique du Sud<sup>2</sup>. Or cette communication n'a pu s'établir que dans le voisinage des parties de la côte de l'Atlantique qui présentent le type pacifique, c'est-à-dire entre la Méditerranée actuelle d'Europe et les Antilles.

**6. La transgression cénomaniennne.** — On a vu, au début de ce chapitre, que la longue suite de mouvements positifs intermittents

1. Nikitin, Neues Jahrb. f. Min., 1886, II, p. 239; Neumayr, nombreuses publications, en particulier *Erdgeschichte*, II, 1887, et Neues Jahrb. f. Min., 1887, II, p. 279.

[2. Sur l'analogie des faunes infracrétacées du Pérou, de la Péninsule ibérique et de l'Algérie, voir H. Douvillé. Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXVI, 1898. p. 386 : *Mortonicerus rostratum*, *Placenticerus Uhligi*, etc.]

qui s'est manifestée depuis les temps rhétiens, pendant l'époque liasique et les périodes suivantes, n'a été en quelque sorte que le prélude de la grande transgression du Bathonien supérieur et du Callovien. De même, toutes les oscillations des mers infracrétacées d'Europe que nous venons de signaler ne font qu'annoncer une transgression beaucoup plus importante, et remarquable par le fait *qu'elle affecte également, cette fois, les côtes de l'Atlantique.*

Cette transgression comprend le Cénomanién, le Turonien et le Sénonien; certains faits semblent indiquer que la plus grande extension des mers a coïncidé avec l'époque sénonienne<sup>1</sup>. Ayant déjà traité cette question ailleurs, je me contenterai de reproduire les résultats généraux de cette enquête<sup>2</sup>.

La transgression cénomaniénne se manifeste au sommet de la Meseta espagnole<sup>3</sup>. De là, on peut en suivre les traces sur un grand nombre de points vers le nord, à travers la France et jusque dans la partie septentrionale de l'Écosse<sup>4</sup>. Les dragages ont permis de constater l'existence du Sénonien au large des côtes de Norvège, jusqu'aux plus hautes latitudes (II, p. 99). On retrouve le Crétacé transgressif couronnant le massif de la Bohême<sup>5</sup> jusqu'au Jura bavarois, et plus au nord, en lambeaux épars, dans le Danemark et jusqu'en Scanie<sup>6</sup>. Les vestiges de cette même transgression se suivent autour de la Baltique; elle s'étend sur la Pologne, et Karpinsky, qui a reconnu nettement les différences d'extension du Crétacé inférieur et du Crétacé moyen, lui assigne comme limite septentrionale une ligne passant un peu au nord de Vilna et de Mohilev et se dirigeant vers Moscou par Kalouga, puis

[1. Dans une partie des Alpes françaises, des mouvements datant du début du Crétacé supérieur ont été suivis d'une transgression sénonienne très générale, rappelant la classique transgression de Gosau, dans les Alpes bavaroises et tyroliennes; P. Lory, *Sur la tectonique du Dévoluy et des régions voisines à l'époque crétacée* (C. R. Acad. Sc., CXXIII, 1896, p. 383-387, carte); *Comptes rendus des collaborateurs pour la campagne de 1895* (Bull. Service Carte Géol., VIII, 1896, p. 177-180); P. Lory et G. Sayn, *Sur la constitution du système crétacé aux environs de Châtillon-en-Diois* (Trav. Laborat. Géol. Grenoble, III, n° 2, 1896, p. 9-36, 1 pl.).]

2. *Die Entstehung der Alpen*, p. 104-117.

[3. Larrazet, *Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points des provinces d'Alava et de Logroño*, in-8°, carte, 2 pl., Lille, 1896; A. Deréims, *Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragon*, in-8°, 2 cartes, Lille, 1898 (Thèse de Doctorat).]

[4. Voir les travaux de D. J. Mitchell, A. J. Jukes-Browne et J. Milne, mentionnés ci-dessus, p. 112, note 5].

[5. Consulter la série de monographies publiées par Ant. Fritsch, *Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation* (Archiv d. Naturw. Landesdurchforsch. v. Böhmen, Prag, 1869 et années suiv.); F. Katzer, *Geologie von Boehmen*, in-8°, Prag, 1892.]

[6. A. G. Nathorst, *Sveriges Geologi*, in-8°, Stockholm, 1894, p. 186-204, et les travaux de Lundgren, Moberg, etc., cités ci-dessus, p. 67, note 2.]

atteignant Orenbourg en se tenant un peu au nord de Simbirsk et de Samara<sup>1</sup>. La moitié septentrionale de la Russie est donc restée exondée; les contreforts méridionaux de l'Oural furent au contraire recouverts. Cependant, ainsi que l'a reconnu M. Fédorov, dont M. Karpinsky a bien voulu me faire connaître la découverte remarquable, des couches crétacées à Baculites existent dans le Nord du bassin de la Sossva, au delà de l'Oural, par 62° 30' de lat. N.; elles reposent sur des assises fossilifères appartenant probablement au Volgien supérieur, et sont, comme ces dernières, horizontales<sup>2</sup>.

La mer cénomaniennne s'est étendue ensuite sur toute la région caspienne et sur le bassin de l'Aral; elle a recouvert, d'après Romanovsky et Mouchkétov, le Kyzyl Koum, de même que toutes les plaines du Touran jusqu'au pied des hautes chaînes, envahissant ainsi un domaine que les eaux marines avaient respecté depuis les temps paléozoïques, et où les termes inférieurs de la série mésozoïque n'existent pas ou bien ne sont représentés que par des assises lignitifères<sup>3</sup>. On voit alors les flots atteindre le bassin du Tarim, sur le bord méridional duquel Stoliczka a constaté, à son grand étonnement, l'existence de la transgression crétacée<sup>4</sup>.

La Craie moyenne et supérieure occupe, d'autre part, tout le domaine de la « Méditerranée centrale », et en dépasse même les limites. Ses dépôts, affectant le plus souvent la forme de calcaires durs, passent de l'Europe méridionale en Syrie, recouvrent la moitié orientale du Sahara ainsi que l'Arabie et, pénétrant dans la vallée de la Narbada, atteignent la presqu'île de l'Inde<sup>5</sup>.

Des bancs de Sénonien marin s'intercalent dans les couches à

1. A. Karpinski, *Übersicht der physiko-geographischen Verhältnisse*, etc., fig. 9. [Voir aussi S. Nikitin, *Les vestiges de la période crétacée dans la Russie Centrale*, 1888, passim.]

[2. Voir A. Karpinsky, *Versant Oriental de l'Oural* (Guide des Excursions VII. Congrès Géol. internat., St-Petersbourg, 1897, n° 5), p. 13.]

3. G. Romanowski, *Materialien zur Geologie von Turkestan*. Édition allemande, in-4°, St.-Petersbourg, 1880, p. 43. [Voir aussi C. Bogdanovitch, *Mém. cité au t. I*, p. 622, note 1; G. Böhm, *Geologische Bemerkungen aus Transkaspien* (*Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XLIX, 1897, p. 696-697).]

[4. On a vu (I, p. 376, note 2) que les couches observées par Stoliczka se rapportent en réalité à la base de la série tertiaire.]

[5. M. Blanckenhorn, *Beiträge zur Geologie Syriens. Die Entwicklung des Kreide-systems in Mittel-und Nord-Syrien*, in-4°, 135 p., 11 pl., tableaux, Cassel, 1890. W. Kilian a insisté sur l'unité de faciès du Crétacé supérieur dans le Nord de l'Afrique et en Syrie (*Annuaire Géol. Univ.*, VII, 1890, p. 378); Cotteau et Gauthier ont étendu les mêmes conclusions à la Perse, à propos des Échinides rapportés par J. de Morgan (I, p. 531). De même, L. Pervinquier a fait ressortir les rapports étroits qui unissent la faune sénonienne de la Tunisie centrale à celle de l'Inde (*C. R. Acad. Sc.*, CXXVII, 1898, p. 789-791). Enfin F. Noetling a retrouvé dans le Baloutchistan plusieurs formes daniennes des Pyrénées (*The Fauna of the Upper Cretaceous (Maëstrichtien) Beds of the Mari Hills*; *Palæontol. Ind.*, Ser. XVI, vol. I, pt. 3, 79 p., 23 pl., 1897).]

végétaux de Disko, par 70° de lat. N.<sup>1</sup>. Sur la côte orientale des États-Unis, dans le New Jersey par exemple<sup>2</sup>, on a rencontré également des lambeaux de Crétacé moyen. Partant du golfe du Mexique, la transgression s'est propagée jusque sur le versant occidental de la Sierra Madre; elle a atteint Chihuahua, Presidio del Norte<sup>3</sup> et le Llano Estacado du Texas<sup>4</sup>; enfin elle a pénétré dans les Prairies par le Kansas, le Nebraska et le Dakota<sup>5</sup>, et occupé les bassins du Saskatchewan et du Mackenzie jusqu'au 65° de lat. N. (fig. 88), en s'avancant peut-être jusque à la mer Glaciale<sup>6</sup>.

En même temps, les sédiments de l'étage cénomaniens pénètrent dans le bassin de l'Amazone, couvrent toute la largeur de l'Amérique du Sud jusqu'aux Andes et probablement jusqu'à l'Océan Pacifique. On les rencontre à Piahy, à Ceara et jusqu'à Bahia (I, p. 678). Dans le Sud, le Crétacé constitue le sous-sol des Pampas, et l'on a constaté la présence de fossiles de la Craie moyenne en Patagonie, jusqu'à 53° 30' environ de lat. S. (I, p. 700).

Sur la côte occidentale d'Afrique, des couches cénomaniennes inférieures, que certains auteurs attribuent même au sommet du

[1. Voir ci-dessus, p. 110.]

[2. Sur la faune de ces lambeaux, voir les monographies de R. P. Whitfield (U. S. Geol. Survey, IX, 1885; XVIII, 1892), et sa *Note on the faunal resemblance between the Cretaceous formations of New Jersey, and those of the Gulf States* (Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., New York, II, 1889, p. 113-116).]

[3. Sur le terrain crétacé du Mexique, voir Cotteau, *Note sur quelques Échinides du terrain crétacé du Mexique* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XVIII, 1889-90, p. 292-299, pl. I, II); J. Felix, *Versteinerungen aus der mexicanischen Jura- und Kreide-Formation* (Palaeontographica, XXXVII, 1891, p. 140-194, pl. XXII-XXX); R. T. Hill, *The Cretaceous Formations of Mexico and their Relations to North American Geographic Development* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLV, 1893, p. 307-324); G. Boehm, *Ueber Caprinidenkalke aus Mexico* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., L, 1898, p. 323-332).]

[4. Sur le terrain crétacé du Texas, voir les travaux cités au t. I du présent ouvr., p. 790, note 2; et R. T. Hill, *Check List of the Invertebrate Fossils from the Cretaceous Formations of Texas, accompanied by Notes on their Geographic and Geologic Distribution*, Part I, in-8°, Austin, 1889; R. T. Hill and T. W. Vaughan, *Geology of the Edwards Plateau and Rio Grande Plain adjacent to Austin and San Antonio, Texas* (18<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1896-97, pt. II, 1898, p. 193-321, pl. XXI-LXIV); *Geologic Atlas of the United States*, Folio 42 (Nueces), 1898. — Pour une discussion des travaux de Conrad, Shumard, Roemer, White, Marcou, etc., voir W. Kilian, *Annuaire Géol. Univ.*, IV, 1888, p. 298-304, et VII, 1890, p. 462-481; consulter en outre C. A. White, *Correlation Papers-Cretaceous* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 82, 273 p., 2 cartes, 1891); T. W. Stanton, *A Comparative Study of the Lower Cretaceous Formations and Faunas of the United States* (Journ. of Geol., V, 1897, p. 579-624); H. Douvillé, *Sur les couches à Rudistes du Texas* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXVI, 1898, p. 387-388).]

[5. Voir I, p. 749, note 2.]

[6. J. F. Whiteaves, *On Some Cretaceous Fossils from British Columbia, the Northwest Territory and Manitoba* (Geol. and Nat. Hist. Survey of Canada, Contrib. to Canadian Paleont., I, II, 1889); *Presidential Address: The Cretaceous System in Canada* (Trans. Royal Soc. Canada, XI, Sect. IV, 1893, p. 3-19); J. B. Tyrrell, *The Cretaceous of Manitoba* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XL, 1890, p. 227-232).]

Gault, se montrent entre le voisinage de l'Équateur et Mossamedes (II, p. 218); mais, sur la côte orientale, leurs équivalents renferment une faune différente, de type « indien »<sup>1</sup>. Cette faune caractérise le Crétacé transgressif des côtes du Natal, puis celui de Trichinopoly et du plateau de Shillong (I, p. 524). L'Australie occidentale n'a pas été épargnée par la transgression du Crétacé moyen, toutefois on ne possède que des renseignements très incomplets sur cette contrée.

La région pacifique a été si disloquée et si rétrécie par les

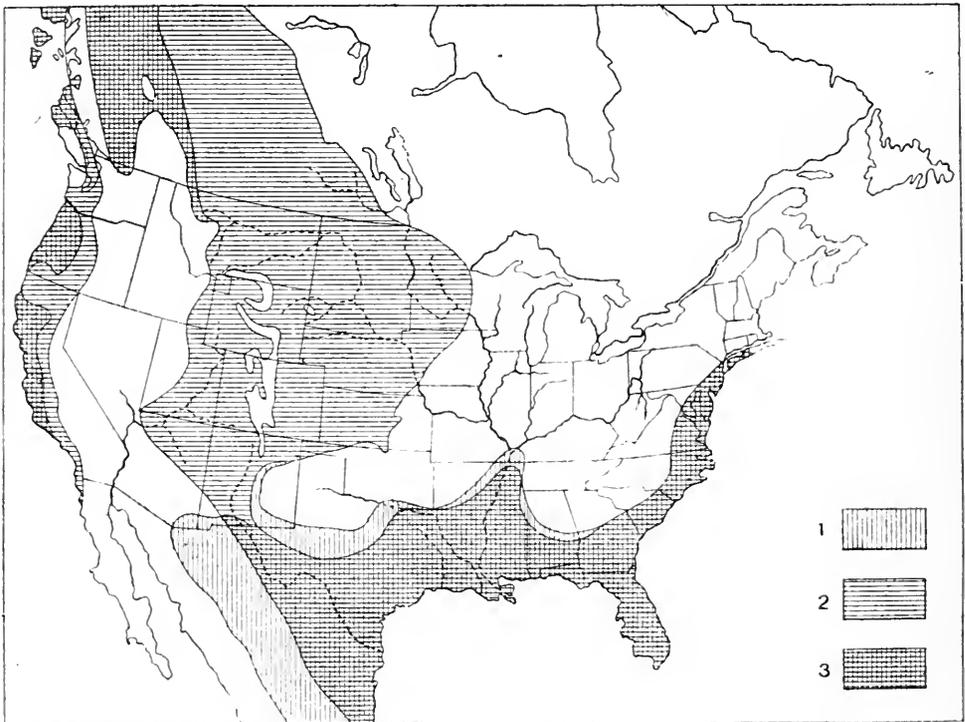


Fig. 88. — Extension des terrains crétacés dans l'Amérique du Nord, d'après J. S. Diller et T. W. Stanton (*in* Dana, *Manual of Geology*, 4<sup>th</sup> ed., 1895, p. 813, fig. 1349).

1. Crétacé inférieur; 2. Crétacé supérieur; 3. Crétacé complet.

phénomènes de plissement qu'il est beaucoup plus difficile d'y suivre la trace des transgressions<sup>2</sup>. A Yéso et à Sakhalin, le Crétacé de type « indien » reparaît, probablement transgressif (II, p. 297); la Craie moyenne existe, en couches horizontales, discor-

[1. Voir I, p. 520, notes 2 et 3, et Fr. Kossmat, *On the importance of the Cretaceous Rocks of Southern India in estimating the Geographical Conditions during later cretaceous times* (Records Geol. Survey of India, XXVIII, 1895, p. 39-55); *The Cretaceous Deposits of Pondicherry* (Ibid., XXX, 1897, p. 51-110, pl: VI-X). — Sur le Crétacé de Madagascar, voir ci-dessus, p. 332-333, note 1.]

[2. Sur les lambeaux crétacés des rives occidentales de l'Océan Pacifique, voir ci-dessus p. 232 (Nouvelle-Zélande), 265 (Nouvelle-Calédonie), 269 (Java), 271 (Moluques), 273-274 (Bornéo), 290 (Hondo ou Nippon) et 297 (Yéso).]

dantes sur les terrains antérieurs, dans les Foothills de Californie (I, p. 792).

Ainsi, la mer de la seconde moitié de la période crétacée s'est étendue sur le Touran et l'Iran, sur l'Arabie et le Sahara, sur les Prairies de l'Amérique du Nord et les larges dépressions de l'Amazonie et du Parana. D'autre part, il est possible de délimiter tout un domaine que cette transgression ne semble pas avoir atteint et qui comprend l'Est du Groenland, le Spitzberg, peut-être le Nord de la Scandinavie, le Nord de la Russie, la Sibérie et toute la Chine septentrionale. On pourrait supposer que les dépôts crétacés ont été enlevés par l'érosion glaciaire, dont l'action a été si énergique dans le territoire que nous venons de définir; mais cette objection tombe devant la présence, très générale dans ces régions, de dépôts tertiaires à empreintes de feuilles qui, au Spitzberg et dans l'Est du Groenland, sont superposés directement aux assises jurassiques ou à l'étage volgien, sans que le Crétacé moyen ou supérieur apparaisse nulle part. Il est vrai que c'est dans ce domaine que se placent les affleurements de couches à Baculites des bords de la Sossva. Une grande partie du continent de Gondwana, déjà morcelé à cette époque, est également restée émergée, car, dans l'Est comme dans l'Ouest de l'Afrique, les bancs crétacés s'appuient contre le bord des plateaux; ils pénètrent quelque peu à l'intérieur des terres dans la vallée de la Narbada, mais sans atteindre nulle part le sommet des massifs anciens. L'Australie occidentale, au contraire, a été envahie par les flots.

Quoi qu'il en soit à cet égard, on peut admettre, dans l'état actuel de nos connaissances, qu'il devait exister alors de grandes étendues de terre ferme autour du pôle nord, et en particulier du côté de l'Asie, spécialement dans le Nord de la Chine<sup>1</sup>. A l'époque du Crétacé inférieur, les eaux du Volgien et de la série d'Uitenhage eurent pour point de départ les régions polaires arctique et antarctique. La transgression du Crétacé moyen ou supérieur, au contraire, a affecté les zones équatoriales et tempérées; il est probable que ce sont de simples ramifications de ces mers qui ont pénétré dans la vallée du Mackenzie, puis à Disko, où des couches marines s'intercalent au milieu des bancs à végétaux, et jusque dans les profondeurs actuelles de la mer de Norvège. De nouvelles recherches montreront s'il convient d'étendre la même explication aux couches à Baculites de la Sossva.

[1. Ce résultat a été pleinement confirmé par les recherches de L. de Lóczy (Ouvr. cité, III, 1899, p. 165 et *passim*).]

A l'extension considérable du domaine maritime à laquelle nous venons d'assister, aux époques du Crétacé moyen et supérieur, succède, après le Sénonien, — exactement comme cela était arrivé après le Portlandien, — une réduction extraordinaire des Océans. Cette phase négative sera étudiée dans le chapitre suivant, à propos de l'Éocène.

**7. Coup d'œil général sur les mers mésozoïques.** — Aucune des transgressions de l'ère mésozoïque, qu'elles soient venues des pôles ou des régions équatoriales, n'a laissé sur les continents actuels de dépôts indiquant des profondeurs bien notables. Le Callovien, les couches transgressives du Crétacé inférieur, le Cénomaniens sont formés de matériaux détritiques généralement accompagnés de nombreux fossiles; ce n'est guère que pour le Sénonien que l'on pourrait admettre, dans le Nord de l'Europe, une mer un peu profonde<sup>1</sup>. Le Callovien de Russie et le manteau crétacé de la haute vallée de l'Elbe peuvent être cités comme exemples : il s'agit là de submersions temporaires d'une partie du domaine continental, qu'on doit bien se garder de confondre avec les grandes profondeurs océaniques, représentant des traits permanents.

Nos cartes géographiques actuelles figurent les contours des mers contemporaines; or, parmi ces dépressions, il en est de très profondes, tandis que d'autres, comme les mers arctiques, le sont fort peu<sup>2</sup>. La connaissance du tracé des rivages ne suffit donc pas pour que l'on puisse déterminer l'emplacement des grands fonds.

On reconnaît nettement que tout autour de l'Océan Pacifique,

[1. Cette idée n'est pas partagée par tous les géologues. Sur l'origine de la craie, consulter : L. Cayeux, *Annales Soc. Géol. du Nord*, XIX, 1891, p. 95-102; A.-F. Renard et J. Cornet (*Bull. Acad. roy. de Belg.*, 3<sup>e</sup> sér., XXXI, 1891, p. 126-161; Ch. Janet, *Note sur les conditions dans lesquelles s'est effectué le dépôt de la Craie dans le bassin anglo-parisien* (*Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 3<sup>e</sup> sér., XIX, 1890-91, p. 903-913); Munier-Chalmas, *Sur le rôle, la distribution et la direction des courants marins en France, pendant le Crétacé supérieur* (*C. R. Ac. d. Sc.*, CXIV, 1892, p. 851-854); W. F. Hume, *The Genesis of the Chalk* (*Proc. Geologists' Assoc.*, XIII, 1894, p. 211-246); et surtout L. Cayeux, *Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. I. Étude de quelques dépôts siliceux secondaires et tertiaires du bassin de Paris et de la Belgique. II. Craie du Bassin de Paris*, in-4°, 589 p., 10 pl., Lille, 1897 (*Mém. Soc. Géol. du Nord*, IV, n° 2, avec bibliogr.; extrait par l'auteur, *Annales Soc. Géol. du Nord*, XXVI, 1897, p. 168-187; par Ch. Barrois, *Revue générale des Sc.*, VIII, 1897, p. 496-503; par L. Carez, *Annuaire Géol. Universel*, XIV, 1897, p. 64-114). E. Renevier range la craie à silex du Bassin de Paris, les « couches rouges » des Préalpes Suisses et le Secwerkalk à *Ananchytes* dans les formations abyssales (*Chronographe Géologique*, C. R. Congrès Géol. Internat., 6<sup>e</sup> Session, Annexe, in-8°, Lausanne, 1897, tableau IV).]

[2. Voir ci-dessus, p. 98, note 2. Pour un planisphère résumant l'état de nos connaissances sur la bathymétrie des Océans actuels, voir A. Supan, *Die Bodenformen des Weltmeeres* (Petermanns Mitteil., XLV, 1899, p. 177-188, pl. 12).]

les dépôts du Trias sont représentés dans les chaînes plissées<sup>1</sup>; pour l'Océan Indien, les témoins d'une bordure sédimentaire transgressive n'existent qu'à partir du Jurassique moyen, et, pour les régions atlantiques, que depuis le Crétacé moyen. On constate en outre que cette bordure n'est plissée ni dans l'Océan Indien, ni dans l'Océan Atlantique.

La partie des mers arctiques qui baigne les côtes d'Asie présente dans la constitution de ses bords, jusqu'au rivage oriental du Groenland et jusqu'aux Lofoten, mais sans dépasser ces îles, un certain nombre de caractères qui lui sont communs avec le bassin du Pacifique. Le Trias existe jusqu'au Spitzberg, mais il n'y est pas plissé; on constate dans ces régions la présence de certains termes de la série jurassique, ainsi que de l'étage volgien, mais les séries moyenne et supérieure du système crétaqué font défaut. La baie de Baffin, au contraire, participe aux destinées de l'Atlantique; les seuls dépôts marins que l'on connaisse dans l'Ouest du Groenland appartiennent à la Craie supérieure.

Quittons maintenant le bord des Océans et jetons nos regards sur la série sédimentaire telle qu'elle nous apparaît au Silakank, dans l'Himalaya (I, p. 571, fig. 85). Là, les assises mésozoïques se succèdent sans interruption, sur des épaisseurs de plusieurs milliers de mètres, et sans cesser de présenter un faciès nettement pélagique; elles reposent sur une série analogue de couches paléozoïques, prouvant ainsi d'une façon incontestable qu'une mer profonde a longtemps séjourné au milieu de ce qui est aujourd'hui le domaine continental<sup>2</sup>. Cette mer a disparu sous l'influence de causes multiples : comblement résultant de l'accumulation de ses propres dépôts, mouvements négatifs des rivages et plissements orogéniques. Les Alpes Orientales nous fournissent des exemples non moins frappants; et nous devons admettre avec Neumayr qu'une « Méditerranée centrale » [Tethys] s'étendait, dès l'époque

[1. E. Haug a récemment émis l'hypothèse d'un continent qui aurait occupé pendant les périodes primaires et secondaires l'emplacement du Pacifique; un vaste géosynclinal aurait entouré de toutes parts cette masse émergée (Revue générale des Sciences, IX, 1898, p. 500).]

[2. Il est du reste habituel dans l'histoire du globe, ainsi que l'ont montré J. Hall et J. D. Dana, de voir les dépressions ou *géosynclinaux* se transformer, dans le cours des temps et après avoir été affectées d'un mouvement d'affaissement qui y facilitait l'accumulation des vases, en bombements ou *géanticlinaux*, parfois destinés à devenir d'importants reliefs. L'histoire des Alpes françaises fournit un bon exemple de ce processus (voir E. Haug, *Les Chaînes subalpines entre Gap et Digne*, Bull. Serv. Carte Géol. de la Fr., III, n° 21, 1891, p. 154-168 et 189-191). E. Reyer a tenté de donner une explication de ce phénomène dans sa théorie de la *Gleitfaltung* (résumée par W. Kilian, Revue générale des Sc., IV, 1893, p. 425-428).]

triasique, de l'Asie jusqu'au delà de Gibraltar, à travers l'Europe méridionale, en dépassant notablement les limites de la Méditerranée actuelle. De plus, certains indices offerts par les dépôts jurassiques et les caractères encore plus nets de la faune marine barrémienne de Bogota donnent à penser que cette mer s'étendait en travers de l'Atlantique, avant que ce dernier Océan ait vu se constituer sa bordure cénomaniennne.

Il est possible que l'élargissement progressif de cette « Méditerranée centrale », alors allongée parallèlement à l'Équateur, ait donné plus tard naissance à l'Océan Atlantique. Les dépôts d'eau douce du Weald sont encore coupés par le littoral actuel en Portugal et dans le Nord de l'Espagne. La présence d'un certain nombre de Polypiers du Turonien d'Europe aux Antilles suggère l'hypothèse d'une ligne de côtes ou du moins d'un cordon d'îles importantes traversant l'emplacement actuel de l'Atlantique, ce qui aurait permis à ces espèces de se propager (I, p. 363).

Il est donc probable que, dès avant l'époque cénomaniennne, à l'ancien bassin maritime s'étendant de l'Europe vers les Indes Occidentales étaient venues s'adjoindre de nouvelles dépressions, qui l'avaient considérablement agrandi; cet Océan aurait été le point de départ de la transgression cénomaniennne. Toutefois, il est également admissible que, depuis lors, d'autres abîmes ont pu se former, s'ajoutant aux précédents et achevant ainsi d'individualiser l'Atlantique.

Le problème est rendu extrêmement compliqué par cet enchevêtrement perpétuel des phénomènes orogéniques et des transgressions; aussi ne peut-on se prononcer qu'avec beaucoup de réserve. Steinmann a rencontré en Bolivie des grès crétacés horizontaux à 4000 mètres d'altitude, et il en a conclu que, depuis l'époque de leur formation, « le niveau de la mer s'est rapproché d'autant du centre de la terre »<sup>1</sup>.

Contentons-nous de constater pour le moment l'âge différent des Océans actuels, et passons à une autre question.

Nous avons dit, dans les premières pages de ce livre, qu'un des traits les plus frappants que nous présente la mappemonde est le rétrécissement progressif des continents vers le sud; nous ajoutons aussi (I, p. 6) que toute tentative visant à expliquer les mouvements et les changements de forme de l'écorce du globe devait

1. Steinmann, *Sur la structure géologique des Cordillères de l'Amérique du Sud* (Compte Rendu de la 69<sup>e</sup> Sess. de la Soc. Helvét. des Sc. Nat., Arch. des Sc. Phys. et Nat., Genève, 3<sup>e</sup> période, XVI, 1886, p. 265).

tenir compte de cette particularité si remarquable de la surface terrestre.

La forme en pointe des continents apparaît très nettement dans quatre exemples principaux : l'Amérique du Sud, l'Afrique australe, l'Inde et le Groenland, sous les latitudes les plus diverses, par conséquent. On peut encore citer des cas de moindre importance, comme la presqu'île du Sinaï, la Crimée, et d'autres encore; enfin, dans l'intérieur des continents, on retrouve parfois une disposition analogue : c'est ce qui arrive, en particulier, pour le massif de la Bohême.

L'Amérique du Sud, constituée à l'ouest et au sud par le bord d'une chaîne de montagnes sinueuse et à l'est par des plaines d'atterrissement tertiaires, possède une structure complètement différente de celle des autres régions citées; aussi n'avons-nous pas à en tenir compte. Les trois autres grands exemples sont des plateaux. Le Groenland est un secteur découpé dans l'Atlantide, le continent du vieux grès rouge; l'Inde représente un secteur analogue, découpé dans l'antique plateau de Gondwana; l'Afrique australe est une portion de ce même plateau.

Le Groenland possède, adossées à sa côte orientale, des couches dont le cachet est asiatique et arctique; les lambeaux de la côte occidentale, au contraire, ont le type atlantique. Les rivages de mers différentes viennent ainsi se recouper au cap Farewell. La théorie du soulèvement est impuissante à rendre compte de ces faits. Il faut considérer le Groenland comme un horst de premier ordre, resté en saillie entre deux ou plusieurs bassins d'affaissement d'âge différent.

De même, la presqu'île de l'Inde se dresse entre le golfe du Bengale et la mer d'Arabie, de même encore, l'Afrique australe surgit entre les deux Océans. Dans un cas comme dans l'autre, l'extension de la série de Gondwana et l'allure de ces puissantes couches à plantes, dont les trauches sont tournées vers la mer, rendent l'affaissement presque tangible; et les dépôts qui s'appuient en contre-bas sur ces masses indiquent l'âge des lignes de rivage successives (I, p. 534). La théorie du soulèvement est, ici encore, impuissante à expliquer comment cette plate-forme de couches à végétaux, qui n'a jamais été recouverte par aucun dépôt marin, aurait été soulevée, du fond des mers, à son altitude actuelle.

C'est de la même façon que la presqu'île sinaïtique, la Crimée et le massif de la Bohême sont limités vers le sud par les bords convergents de plusieurs bassins d'affaissement.

Ainsi, plus nous nous rapprochons de la connaissance exacte des faits, et plus nous nous éloignons des hypothèses par lesquelles on avait pris l'habitude d'expliquer les submersions et les émergences successives des continents.

## CHAPITRE VII

### MERS TERTIAIRES ET FORMATIONS CALCAIRES RÉCENTES<sup>1</sup>

1. Phase négative à la fin de la période crétacée. — 2. La Méditerranée centrale à l'époque tertiaire. — 3. La côte orientale de l'Amérique du Nord. — 4. La région tertiaire de Patagonie. — 5. Formations calcaires récentes. — 6. Coup d'œil général.

1. **Phase négative à la fin de la période crétacée.** — Vers la fin de la période crétacée se placent des phénomènes qui paraissent fort semblables à ceux des derniers temps de la période jurassique. La mer se rétrécit. La région des prairies de l'Amérique du Nord, depuis le Canada jusque vers le Texas et l'Alabama, devient une terre émergée, et l'étage de Laramie, formé d'une alternance de bancs saumâtres et d'eau douce, témoigne de cette période de régression des rivages<sup>2</sup>. La faune de Mammifères de l'époque tertiaire n'apparaît pas encore dans cet étage<sup>3</sup>; en revanche, de grands

[1. Traduit par Ch. Déperet.]

2. Sur les couches de Laramie, voir I. p. 749, note 2. Voir aussi J. D. Dana, *Manual of Geology*, 4<sup>th</sup> ed., 1895, p. 824-830; L. F. Ward, *Synopsis of the Flora of the Laramie Group* (6<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1884-85, p. 399-557, pl. XXXI-LXV, 1885), et *Types of the Laramie Flora*, in-8°, 35½ p., 57 pl. (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 37, 1887); J. S. Newberry, *The Coals of Colorado* (School of Mines Quarterly, N. Y., IX, 1888, p. 327-341), et *The Laramie Group. Its Geologic Relations, its Economic Importance, and its Fauna and Flora* (Trans. New York Acad. Sc., IX, 1889, p. 27-32; Bull. Geol. Soc. of America, I, 1890, p. 524-532); S. F. Emmons, W. Cross, G. H. Eldridge, *Geology of the Denver Basin in Colorado* (U. S. Geol. Survey, Monograph XXVII, 1896; Paléontologie par O. C. Marsh et F. H. Knowlton); W. H. Weed, *The Fort Union Formation* (Amer. Geologist, XVIII, 1896, p. 201-211); T. W. Stanton and F. H. Knowlton, *Stratigraphy and Paleontology of the Laramie and related Formations in Wyoming* (Bull. Geol. Soc. of America, VIII, 1897, p. 127-156); F. H. Knowlton, *A Catalogue of the Cretaceous and Tertiary Plants of North America* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 152, 1898).]

[3. Les découvertes faites par J. L. Wortman et O. C. Marsh à la partie supérieure de

reptiles constituent l'élément le plus saillant de la faune terrestre, comme pendant le Crétacé. En même temps la mer abandonne le bassin de l'Amazone; les couches saumâtres de Pebas sont les seules traces jusqu'ici connues d'une invasion post-crétacée de la mer dans cette région; elles appartiennent à l'Éocène ou à l'Oligocène (I, p. 681). Au même moment, en Angleterre, le rivage se déplace du nord vers le sud; les horsts de l'Europe centrale sont délaissés par la mer; en Russie, le rivage recule également vers le sud<sup>1</sup>. Un jeune continent apparaît partout sur de vastes étendues.

Vers la fin de la période jurassique, au moment où la phase négative avait atteint son maximum, la mer s'était concentrée dans la Méditerranée centrale, c'est-à-dire, en somme, dans la région des zones de plissement plus récentes de l'Eurasie occidentale; mais jusque dans le voisinage de cette région, par exemple dans les montagnes du Jura, se sont déposées d'abord des couches gypsifères, puis une alternance de couches marines et d'eau douce qui possèdent encore un cachet jurassique.

Les mêmes circonstances se reproduisent à la fin de la période crétacée.

Depuis l'Espagne, à travers le Midi de la France et particulièrement en Provence, on observe au-dessus des dépôts crétacés marins des couches d'eau douce, puis, en certains points, une nouvelle série de couches contenant des mollusques marins de

l'étage de Laramie du Wyoming ont démontré l'existence, dès l'extrême fin du Crétacé, d'une faune de Mammifères appartenant aux groupes des Allothériens et des Marsupiaux et présentant de grands rapports avec les faunes du Tertiaire le plus inférieur d'Amérique (étage de Puerco) et d'Europe (faune de Cernay près Reims); E. D. Cope, *Mammalia in the Laramie Formation* (American Naturalist, XVI, 1882); O. C. Marsh, *Discovery of Cretaceous Mammalia* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XXXVIII, 1889, p. 81-92, 177-180, pl. II-V, VII, VIII; XLIII, 1892, p. 249-262, pl. V-XI.)

[1. Les recherches de A. Pavlow dans le bassin de la Volga ont montré l'extension jusqu'auprès de Simbirsk de dépôts paléocènes bien caractérisés; l'Éocène moyen n'existe pas dans cette région, où l'Éocène inférieur est recouvert en discordance, un peu au nord de Tsaritsyn, par des grès et des argiles gypseuses à *Meletta* d'âge oligocène (*Voyage géologique par la Volga de Kazan à Tsaritsyn*; Guide des Excursions VII<sup>e</sup> Congrès Géol. Internat., S<sup>t</sup>-Petersbourg, 1897, n<sup>o</sup> XX). Par contre, c'est seulement vers le milieu de l'époque éocène qu'une transgression étendue est venue recouvrir le Sud-Ouest de la Russie: la série débute par des sables quartzeux et glauconieux, ayant fourni quelques rares mollusques que Mayer-Eymar attribue à l'étage bartonien; puis vient une épaisse assise de marnes bleues à Foraminifères, avec *Spondylus Buchi* et *Pecten corneus*, qui appartient vraisemblablement encore à l'Éocène. Les sables oligocènes (horizon de l'ambre) débordent largement sur les dépôts précédents, notamment vers le N. et le N. W. (N. Sokolow, *Die untertertiären Ablagerungen Süd-Russlands*, Mém. du Comité Géol., S<sup>t</sup>-Petersbourg, IX, n<sup>o</sup> 2, 1893, 328 p., 2 cartes; N. Sokolow et P. Armachevsky, *Excursion au Sud de la Russie. Variante C*, Guide des Excursions VII<sup>e</sup> Congrès Géol. Internat., n<sup>o</sup> XXI.)

type crétacé<sup>1</sup>. C'est l'*étage garumnien* de Leymerie. Il joue par rapport au Crétacé le même rôle que l'*étage purbeckien* par rapport au Jurassique.

L'*étage garumnien* a été étudié par Vidal en Catalogne, par Mallada dans la province de Huesca, par Leymerie, Matheron et d'autres géologues dans le Midi de la France<sup>2</sup>.

Dans les montagnes du Jura, on peut, malgré le plissement des couches, reconnaître le contour des diverses cuvettes lacustres qui s'étaient formées dans ce pays à la limite du Jurassique et du Crétacé. De même, pour le Garumnien, malgré les plissements et autres dislocations subséquentes, on possède déjà, grâce à l'activité des observateurs, toute une série de données permettant de reconstituer les faits relatifs à cette phase, également négative, qui se place à la limite du Crétacé et du Tertiaire.

Le terme inférieur est, comme dans le Jura, celui dont l'extension est la plus restreinte. Ce sont les couches d'eau douce à lignites de *Fuveau*. Elles recouvrent la Craie supérieure, qui présente déjà de nombreuses tendances au faciès saumâtre. On les observe seulement dans les environs de Marseille; elles s'étendent à l'ouest de cette ville jusqu'à Martigues, sur l'étang de Berre, et à peu près aussi loin vers le nord et vers l'est. Elles se sont peut-être déposées dans un estuaire.

[1. La récurrence de dépôts crétacés à faune marine au-dessus des couches saumâtres garumniennes existe seulement dans la région pyrénéenne. J. Roussel, *Sur la composition du Danien supérieur et de l'Eocène des Petites Pyrénées, des Corbières et de la Montagne Noire* (Ass. Fr. Avanc. Sc., Congrès de Toulouse, 2<sup>e</sup> partie, 1888, p. 459-470); L. Carez, *Composition et structure des Corbières et de la région adjacente des Pyrénées* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XX, 1892, p. 470-506, pl. XIII-XVI); A. de Grossouvre, *Sur la limite du Crétacé et du Tertiaire* (Ibid., XXV, 1897, p. 57-81 et 110). En Provence, le faciès des dépôts et la faune attestent une dessalure progressive et continue des eaux depuis les derniers dépôts à Hippurites jusqu'au début du Tertiaire inférieur, qui est aussi un dépôt d'eau douce; L. Collot, *Description du terrain Crétacé dans une partie de la Basse Provence. 2<sup>e</sup> partie : Couches d'eau douce et Généralités* (Ibid., XIX, 1890-91, p. 39-93, pl. VI : carte); Ch. Depéret, *Note sur les groupes éocène inférieur et moyen de la Vallée du Rhône* (Ibid., XXII, 1894, p. 683-712, pl. XXIII).]

2. Je me contenterai de citer le résumé d'ensemble dû à Ph. Matheron, *Note sur les dépôts crétacés lacustres et d'eau saumâtre du Midi de la France* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., IV, 1875-76, p. 415-431). [Voir aussi la note du même auteur *Sur les séries crétacées d'eau douce et d'eau saumâtre du Midi de la France* (Ass. Fr. Av. Sc., Congrès de Marseille, 1891, II, p. 378-381); *Note sur l'âge de la Série saumâtre et d'eau douce de Fuveau et de Rognac* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIX, 1890-91, p. 1046-1047); G. Vasseur, *Note préliminaire sur la constitution géologique du bassin tertiaire d'Aix-en-Provence* (Annales Fac. Sc. de Marseille, VIII, 1897, in-4<sup>e</sup>, 9 p., 3 pl., 1 tabl.), et *Sur la découverte de fossiles dans les assises qui constituent en Provence la formation dite étage de Vitrolles* (C. R. Acad. Sc., CXXVII, 1898, p. 890-892); *Carte géologique détaillée de la France, feuille 235 (Aix)*, par L. Collot. Sur le Garumnien de la Catalogne, voir les notes de J. Almera, Ch. Depéret, L. Vidal (Soc. Géol. de Fr., Réunion extraord. à Barcelone, 3<sup>e</sup> sér., XXVII, 1898).]

Par-dessus viennent les calcaires d'eau douce de *Rognac*, caractérisés par des coquilles de *Lychmus* et d'autres genres d'eau douce qui ne passent pas dans les horizons supérieurs. La faune se présente avec les caractères d'une faune d'eau douce franchement crétacée; on y rencontre encore également des reptiles terrestres crétacés<sup>1</sup>. Sur de vastes surfaces, cette assise débute par un lit de bauxite (hydrate d'alumine)<sup>2</sup>. Elle s'étale depuis le Var, à travers les Bouches-du-Rhône, le Vaucluse, le Gard, l'Hérault et l'Aude, jusque dans l'Ariège, toujours en relation étroite avec la partie la plus élevée du terrain crétacé marin; dans la Haute-Garonne, celui-ci perd peu à peu ses intercalations d'eau douce<sup>3</sup>. On retrouve les couches de Rognac dans le Nord de l'Espagne.

Le troisième terme consiste, vers l'est, en couches d'argiles rouges, de sables et de conglomérats; vers l'ouest, à partir du Rhône, la puissance des argiles rouges augmente, et celles-ci, reconnaissables à leurs vives et éclatantes colorations, s'étalent sous le nom d'*argiles rutilantes* à travers l'Hérault et l'Aude; puis elles reparaissent avec les mêmes caractères et une épaisseur encore plus forte de l'autre côté des Pyrénées. Ces argiles sont très pauvres en débris organiques. En Provence on y signale, dans les par-

[1. La faune de Rognac (com prenant les horizons successifs de Valdonne, de Fuveau de la Bégude et de Rognac proprement dit) est, dans son ensemble, une faune beaucoup plus terrestre que d'eau douce ou saumâtre; les types terrestres dominant surtout dans l'horizon de Rognac. Il importe de remarquer que les genres d'eau douce de cette faune, tels que *Vivipara*, *Physa*, *Limnæa*, *Planorbis*, *Pisidium*, *Unio*, *Margaritana*, *Anodonta*, y sont relativement rares et identiques aux genres actuels de nos régions; tandis que les genres d'eau saumâtre, tels que *Melania*, *Pyrgulifera*, *Cyrena*, *Corbicula*, et surtout les types terrestres, *Cyclophorus*, *Cyclotus*, *Rognacia*, *Bauria*, *Nicolasia*, *Palæostoa*, *Anostomopsis*, présentent des affinités tropicales, principalement avec la faune actuelle de l'Asie sud-orientale (P. Oppenheim, *Beiträge zur Binnenfauna der provençalischen Kreide*, Palæontographica, XLIII, 1895, p. 309-378, pl. XVI-XIX); Caziot, *Étude stratigraphique et nouvelles recherches sur les Mollusques du terrain lacustre inférieur de Provence* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XVIII, 1889-90, p. 223-228), et *Indication des mémoires parus et des fossiles décrits appartenant au terrain lacustre d'âge crétacé du Midi de la France* (Feuille des jeunes Naturalistes, XXIV, 1895, p. 91-93, 107-109).]

[2. Cette attribution de la Bauxite à la base de l'étage de Rognac est due à M. Roule; mais le fait a été reconnu inexact. Les travaux de M. Collot ont montré, en effet, que la Bauxite de Provence était comprise stratigraphiquement entre les calcaires urgoniens et le Cénomaniens et représentait, selon toute vraisemblance, un produit d'origine continentale datant de l'Aptien ou du Gault; L. Collot, *Age des Bauxites du Sud-Est de la France* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XV, 1886-87, p. 331-345; C. R. Acad. Sc., CIV, 1887, p. 127; Assoc. Fr. Av. Sc., Congrès de Toulouse, 1887, 1<sup>re</sup> partie, p. 226-228). Voir aussi Augé, *Note sur la Bauxite, son origine, son âge et son importance géologique* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XVI, 1887-88, p. 345-350); F. Laur, *Les Bauxites* (Bull. Soc. Industrie Minérale, 3<sup>e</sup> sér., VIII, 1894, p. 513-526). Dans les Pyrénées, il existe un niveau de Bauxite très constant, entre le Jurassique et le Crétacé inférieur (De Lacvivier, Roussel, Carez, etc.).]

3. Croisiers de Lacvivier, *Études géologiques sur le département de l'Ariège* (Annales des Sc. Géol., XV, 1884, p. 1-304, en particulier p. 250).

ties supérieures. des espèces de *Physa*, *Limnæa*, *Planorbis*, c'est-à-dire de coquilles terrestres ou palustres appartenant à des genres actuels et se retrouvant encore dans les couches qui succèdent à ces argiles. Tous les types crétacés ont disparu, entre autres le genre *Pyrgulifera*, qui s'est perpétué cependant jusqu'à l'époque actuelle dans le Tanganyka. Au-dessus des argiles viennent des calcaires d'eau douce avec *Physa*, puis l'Éocène marin.

Ce sont donc les argiles rouges qui marquent la séparation des faunes. Dès leur base, la riche faune crétacée de Rognac a disparu, et plus haut ce sont les genres récents qui dominant. Matheron a mis ces faits en lumière, et Roule, dans une excellente description des coupes de Provence, a placé à la base de ces argiles la limite entre le Crétacé et le Tertiaire<sup>1</sup>.

Cette interruption de la série marine entre la Craie et l'Éocène se reproduit au nord et à l'est de la mer Adriatique. Les recherches de Stache ont montré que depuis la Carniole, à travers l'Istrie, les îles du Quarnero et une grande partie de la Dalmatie, on observe à ce niveau un groupe remarquable de couches tantôt d'origine saumâtre, tantôt d'eau douce. A Sebenico, la surface du calcaire crétacé est même ravinée au contact avec le calcaire d'eau douce qui la recouvre. Une terre rouge, pré-tertiaire, prend part également à la constitution de ces couches. Ce groupe a été nommé par Stache *étage liburnien*, et sa partie inférieure correspond à l'étage garumnien<sup>2</sup>.

Ainsi, à la fin de l'époque crétacée, la mer était de nouveau extraordinairement rétrécie. Nous arrivons au premier grand étage des formations tertiaires marines. A mesure qu'on se rapproche de l'état de choses actuel, la somme des connaissances s'étend et se précise; mais en même temps on est saisi davantage par la débordante variété des faits, et l'exposition devient très difficile, parce qu'il faut se restreindre de plus en plus. Pour donner cependant en quelques pages des notions à peu près justes sur le sujet, je suis obligé de renoncer presque complètement à indiquer les sources où j'ai puisé ces renseignements, et je ne traiterai que pour trois régions seulement des dépôts tertiaires et modernes.

1. L. Roule, *Recherches sur le terrain fluvio-lacustre inférieur de Provence* (Annales des Sc. Géol., XVIII, art. 2, 1885, p. 1-138, 4 pl., en particulier p. 129). [M. Vasseur regarde les argiles rutilantes de Vitrolles comme représentant l'étage *montien*, et comme appartenant encore, par conséquent, à la série crétacée (Mém. cité).]

2. G. Stache, *Die liburnische Stufe* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1880, p. 195-209); *Ueber das Alter von bohnerzföhrhenden Ablagerungen am Monte Promina in Dalmatien* (Ibid., 1886, p. 385-387); et dans d'autres publications [voir surtout son grand mémoire : *Die Liburnische Stufe*, Abth. I (Abhandl. k. k. Geol. Reichsanst., XIII, n° 1, 1889, p. 1-170, carte géol., 8 pl. pal.)].

La première de ces régions est celle qui a été désignée jusqu'ici sous le nom de Méditerranée centrale; la deuxième correspond aux côtes occidentales de l'Atlantique, depuis 43° de lat. N. jusqu'à la vallée de l'Orénoque; la troisième est formée par les plaines de la Patagonie, du Parana jusqu'à la Terre de Feu.

Pour ce qui concerne l'Australie, en particulier le plateau de Bunda et l'absence de sédiments tertiaires sur la côte orientale, je me contenterai de renvoyer à ce que j'ai dit plus haut sur la question (II, p. 245, 261). Les dépôts tertiaires des côtes du Pacifique sont malheureusement encore peu connus. Le groupe de Téton de Californie, qui a été récemment rapporté à l'Éocène, contient des Ammonites et s'écarte aussi bien des faciès européens que de ceux de l'Amérique orientale<sup>1</sup>. Il en est de même, au Chili, des dépôts de l'île Quiriquina, attribués par quelques auteurs au Crétacé, par d'autres au Tertiaire<sup>2</sup>. Des couches tertiaires plissées se montrent dans les chaînes côtières de Californie, mais leur âge exact n'a pas encore été fixé avec certitude<sup>3</sup>.

**2. La Méditerranée centrale à l'époque tertiaire.** — Sous le nom de Méditerranée centrale nous comprenons, suivant la définition de Neumayr, une large zone, qui embrasse la Cordillère bétique, tout le système alpin et une grande partie des hautes chaînes asiatiques; cette zone est caractérisée depuis l'époque du Trias par la continuité de la sédimentation marine. Tandis que, vers la fin de la période jurassique, une phase négative se faisait sentir sur une notable partie de l'Europe et amenait le dépôt des couches de Purbeck et du Weald, dans cette région, au contraire, les eaux

1. C. A. White, *The Chico-Téton Series* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 15, 1885, p. 11-17). [La présence d'une Ammonite, *A. jugalis*, signalée par Gabb dans l'étage de Téton, dont la faune est d'ailleurs nettement éocène, paraît douteuse; voir T. W. Stanton, *The Faunal Relations of the Eocene and Upper Cretaceous on the Pacific Coast* (17<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1895-96, part 1, 1896, p. 1005-1060, pl. LXIII-LXVII).]

2. R. A. Philippi, *Ueber die Versteinerungen der Tertiärformation Chiles* (Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss., 3. Folge, III, 1878, p. 674-684); à Quiriquina, on rencontre dans ces couches *Plesiosaurus*, *Baculites*, *Trigonia*. [Ce prétendu mélange de formes crétacées et tertiaires, au Chili, n'a pas été confirmé: voir les *Beiträge zur Geologie und Palaeontologie von Südamerika* de G. Steinmann, III. *Das Alter und die Fauna der Quiriquina-Schichten in Chile*, von G. Steinmann, W. Deccke und W. Mörcke (Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. X, 1895, p. 1-118, pl. I-VII); IV. *Die Tertiärbildungen des nördlichen Chile und ihre Fauna*, von W. Mörcke und G. Steinmann (Ibid., X, 1896, p. 533-612, pl. XI-XIII).]

[3. Sur les terrains tertiaires des Coast Ranges, voir I, p. 794 et suiv.; II, p. 326-328. Voir aussi J. C. Merriam, *The Geologic Relations of the Martinez Group of California at the typical Locality* (Journ. of Geol., V, 1897, p. 767-775); *The Distribution of the Neocene Sea-Urchins of Middle California, and its bearing on the Classification of the Neocene Formations* (Bull. Dep. of Geol. Univ. of California, II, 1898, p. 109-118).]

marines ne se sont pas retirées. Il en va de même pour la phase négative qui se place à la limite du Crétacé et du Tertiaire. On voit ici les formations marines crétacées recouvertes par les formations tertiaires marines, et les unes comme les autres ont été ultérieurement plissées. Cette disposition n'est pas limitée d'ailleurs aux grandes chaînes de plissement ; Zittel a montré, en effet, que dans le désert Libyque, les couches éocènes marines reposent directement sur le Crétacé marin<sup>1</sup>. L'étage garumnien d'Espagne et du Midi de la France et l'étage liburnien de la région Adriatique ne représentent que des accidents de bordure de cette mer, qui, sans doute, s'était notablement resserrée.

Partant du niveau le plus bas auquel le rivage était alors parvenu, on voit alors ce rivage se relever peu à peu ; à travers de nombreuses oscillations, la mer *éocène* s'étend sur le bassin de Paris, sur une partie de la Belgique et jusque dans le Sud-Est de l'Angleterre. Des faunes insolites paraissent et disparaissent, comme celles des Sables de Bracheux et du Calcaire de Mons<sup>2</sup>, jusqu'au dépôt final des couches typiques de l'Éocène français, les Sables inférieurs et le Calcaire grossier des environs de Paris. On peut constater aussi que la mer éocène, venant des bords de l'Atlantique, envahit la basse vallée de la Loire (fig. 89). En même temps, ses sédiments s'étalent, depuis les Carpathes et la Crimée, jusque sur une notable portion du Sud de la Russie.

De la Cordillère bétique, la mer éocène s'étend sur le Nord de l'Afrique ; elle couvre une grande partie du Sahara oriental, puis la Syrie<sup>3</sup>, l'Arabie et l'Iran<sup>4</sup>. Des hautes chaînes indiennes, elle parvient jusqu'à Katch et au Goudjerat, et enfin au plateau de Shillong<sup>5</sup>.

Ses sédiments se montrent aussi partout dans les chaînes plissées, depuis l'Ouest en passant par les Alpes et les Carpathes, l'Apenin, la Crimée, jusque dans l'Himalaya ; dans les chaînes intérieures

1. K. Zittel, *Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Libyschen Wüste*, in-4°, Cassel, 1883, p. xc. [Le même fait a pu être constaté dans le Sahara algérien (E. Fichet et Zittel, *Bull. Soc. Geol. de Fr.*, 3<sup>e</sup> sér., XXIV, 1896, p. 1181-1182).]

[2. Munier-Chalmas, *Note préliminaire sur les assises montiennes du Bassin de Paris* (*Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 3<sup>e</sup> sér., XXV, 1897, p. 82-91).]

[3. R. Fourtau, *Note sur la Stratigraphie du Mokattam* (*Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 3<sup>e</sup> sér., XXV, 1897, p. 208-211) ; M. Blanckenhorn, *Das Eocän in Syrien, mit besonderer Berücksichtigung Nord-Syriens* (*Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XLII, 1890, p. 318-359, pl. XVII-XIX).]

[4. Sur les terrains tertiaires du Baloutchistan, voir F. Noetling, *General Report Geol. Survey of India*, 1898-99, p. 57-63].]

[5. Pour un résumé des connaissances actuelles sur l'Éocène de l'Inde, voir R. D. Oldham, *Manual of the Geology of India*, 2<sup>d</sup> ed., in-8°, Calcutta, 1893, p. 299-359.]

de ce massif, on connaît, sur 300 kilomètres, une bande de couches marines appartenant au Tertiaire ancien qui s'élèvent en amont de Leh jusqu'à l'altitude de 21 000 pieds [6400 m.] (I, p. 573). On ne connaît pas le prolongement ultérieur de cette bande dans les hautes montagnes du Tibet, mais on retrouve les couches éocènes à Luçon<sup>1</sup>.

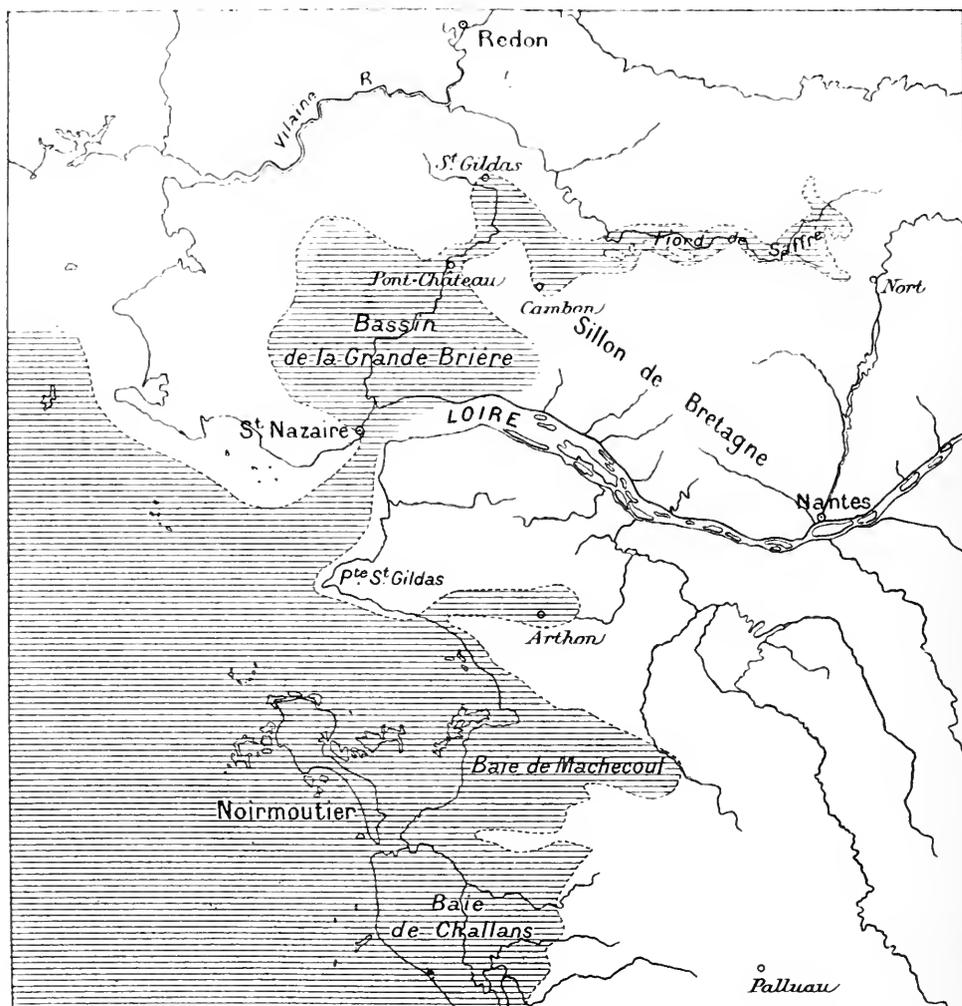


FIG. 89. — Extension de la mer éocène en Bretagne à l'époque du Calcaire grossier, d'après G. Vasseur (*Recherches géologiques sur les terrains tertiaires de la France Occidentale*, 1881). — Échelle de 1 : 1 000 000.

Du plateau de Shillong, elles s'étendent dans les plis de la Birmanie<sup>2</sup>. Les couches tertiaires anciennes de l'arc malais, de Sumatra à Bornéo, sont également d'origine marine ; les opinions sont encore partagées, d'ailleurs, quant à leur âge exact<sup>3</sup>. Des traces de l'Éocène

[1. Voir ci-dessus, p. 279, note 2.]

[2. F. Noctling, *The Development and Sub-division of the Tertiary system in Burma* (Records Geol. Survey of India, XXVIII, 1895, p. 59-86, carte).]

[3. Voir ci-dessus, p. 272, note 2 ; p. 274, note 1.]

ont en outre été signalées à Madagascar ; mais ces indications n'ont pas encore été confirmées définitivement<sup>1</sup>.

Malgré toutes les lacunes des observations, on peut dès à présent affirmer que les dépôts de la mer éocène forment dans le Sud de l'Eurasie une série de bandes plissées, et que, extérieurement à ces bandes plissées, il existe des témoins avancés de ces dépôts en couches horizontales, au nord jusqu'à l'Angleterre et à la Russie méridionale, au sud depuis le Sahara, par l'Arabie, Katch et le Goudjerat, jusqu'au Brahmapoutra. En largeur, cette zone, bien qu'interrompue par des îles, s'étend de Londres à Khartoum et de Kiev jusqu'à la mer des Indes.

*Malgré cette grande extension, nulle part on ne voit les dépôts de cette mer déborder les sédiments crétacés.* En Europe, son domaine est plus réduit que celui de la Craie. Dans tout le Sud, du Sahara jusqu'au Goudjerat, ses couches se terminent en formant tantôt un *Glint* et tantôt des falaises escarpées, comme en Arabie, ou par une flexure, comme à Shillong, toujours superposées à la Craie en concordance, et on ne connaît pas le rivage méridional.

Dans les contrées où des observations précises nous permettent de le reconnaître, c'est-à-dire dans l'Europe occidentale, on constate ensuite une nouvelle phase négative. Le Sud-Est de l'Angleterre émerge, et la série de Hampstead s'accumule dans des eaux douces. La vallée de la Seine est également délaissée, et le *Gypse de Montmartre* s'y dépose. Les formations gypseuses de cette époque s'étendent jusqu'en Provence et jusqu'aux environs de Mulhouse en Alsace. Sur le Nord de l'Allemagne, qui n'avait pas été envahi par la mer, s'étale une vaste formation de lignites. Cette phase négative marque la limite entre l'Éocène et l'Oligocène.

Mais de nouveau intervient, en Europe, un mouvement positif des lignes de rivage : c'est l'invasion de la mer *oligocène*<sup>2</sup>. Les dépôts de Castel Gomberto, au sud des Alpes, avec leur riche faune marine, si remarquable par ses nombreux Polypiers, sont connus en bien des points, jusqu'à Suez et en Arménie. Ils s'étendent sur le Midi

[1. Voir I, p. 530 ; II, p. 332-333, note 1. Sur la récente découverte du terrain nummulitique dans le Gazaland, aux environs de Sofala, voir I, p. 508, note 2 ; l'Éocène marin a également été retrouvé dans l'Afrique orientale allemande (Bornhardt, *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, LL, 1898, Verhandl., p. 69).], et dans la presqu'île des Somalis (J. W. Gregory, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, LVI, 1900, p. 26-45, pl. I, II).]

[2. Voir sur cette phase de l'histoire de la Méditerranée, P. Oppenheim, *Das Alttertiär der Colli Berici in Venetien, die Stellung der Schichten von Priabona und die Oligocäne Transgression im Alpen Europa* (*Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XLVIII, 1896 p. 27-152, pl. II-V).]

de la France <sup>1</sup>, recouvrent les couches d'eau douce et les gypses de la période négative précédente, se montrent à Bordeaux, puis à Rennes, et, sous le nom de *sables de Fontainebleau*, pénètrent dans le bassin de Paris, en dépassant légèrement vers le sud les limites de l'Éocène marin; ils ne sont représentés en Angleterre que par des couches saumâtres, et se montrent enfin, sous la forme des *sables marins de Weinheim*, dans la vallée du Rhin, aux environs de Mayence et en amont de cette ville. Ces sables marins sont surmontés par une argile bleue, l'argile à septaria ou *argile rupélienne* de Dumont. Il existe des divergences d'opinion sur la question de savoir si ces sables marins ont pénétré dans la vallée du Rhin par le nord ou par le sud, mais le caractère septentrional du dépôt supérieur, l'argile à septaria, ne laisse place à aucun doute<sup>3</sup>. Les Polypiers de Castel Gomberto sont rares dans le bassin de Bordeaux (Gaas); dans le bassin de Paris et à Mayence, ils ont à peu près complètement disparu, mais la faune de mollusques indique encore un climat tempéré chaud. Par contre, on voit apparaître dans l'argile des espèces de type boréal, et ces argiles marines s'étalent au loin sur l'Allemagne du Nord, par Berlin, jusqu'à Stettin et Königsberg. C'est ce même dépôt dont l'extension sur la plaine russe et sur le versant oriental de l'Oural, jusqu'à 58° de lat. N., a déjà été signalée d'après les observations de Karpinsky (I, p. 414). La mer s'avance donc à cette

[1. La répartition des dépôts oligocènes marins et saumâtres dans le Sud-Est de la France est la suivante : Les dépôts franchement marins sont cantonnés dans le grand synclinal qui s'étendait de Nice jusque sur le versant nord des Alpes Suisses par les Basses- et les Hautes-Alpes, l'Isère et la Savoie ; la transgression nummulitique y débute par les couches à *Nummulites perforata* (Lutétien moyen); puis viennent des couches plus ou moins saumâtres à *Cerithium diaboli*, que surmontent les calcaires à petites *Nummulites striata*. Par dessus se montre la série d'Allons à *Serpula spirulæa*, que couronne le Flysch, dans lequel sont intercalées les couches à faune tongrienne de Barème et des Déserts près Chambéry. Le faciès du Flysch se continue probablement jusqu'à la fin de l'Oligocène (Aquitaniens). — Dans la vallée du Rhône, la série des dépôts correspondant aux couches marines précitées est d'eau douce (Éocène) ou lagunaire (Oligocène). La série saumâtre oligocène comprend des couches ligniteuses à *Palæotherium*, puis les gypses d'Aix et de Gargas avec Cyrènes et Potamides, des calcaires en plaquettes à Hydrobies, enfin des calcaires à Limnées et *Helix Ramondi*. C'est seulement sur la côte de la Méditerranée que la transgression néogène marine s'est fait sentir un peu avant le début du Miocène, sous la forme des couches aquitaniennes marines de Carry près Marseille et des environs de Montpellier (F. Fontannes et Ch. Depéret, *Études stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône*, fasc. IX et X : *Les terrains tertiaires marins de la côte de Provence*, in-8°, Lyon, 1889-92; Ch. Depéret, *Aperçu sur la structure générale et l'histoire de la formation de la Vallée du Rhône* (Annales de Géogr., IV, 1895, p. 432-452, 2 cartes); F. Roman, *Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le Bas-Languedoc* (Annales de l'Université de Lyon, XXXIV, 1897, p. 150-240).]

2. A. Andreae und W. Kilian, *Briefwechsel über das Alter des Melanienkalkes und die Herkunft des Tertiärmeeres im Rheinthal* (Mittheil. Commiss. f. d. geol. Landes-Untersuch. v. Elsass-Lothringen, I, 1885, p. 72-82).

époque, à partir du nord, sur la région de l'Ob, gagnant le Sud de l'Oural (fig. 90), puis l'Europe, et s'étendant par l'Allemagne jusqu'à la Belgique.

On arrive ainsi à constater, comme résultat d'ensemble que, sur la plate-forme russe, les transgressions marines sont venues du Sud à l'époque callovienne, du Nord à l'époque de l'étage volgien, du Sud au Cénomanién et du Nord à l'époque oligocène.

Les rivages reculent encore une fois. Les couches lignitifères

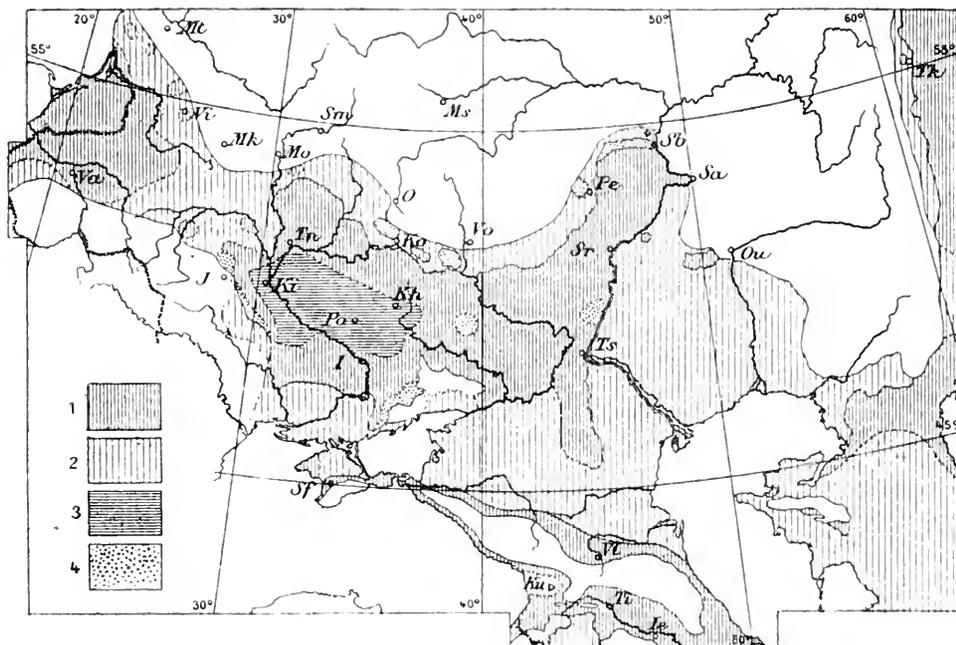


FIG. 90. — Extension des terrains tertiaires inférieurs dans le Sud de la Russie d'Europe, d'après N. Sokolow (*Mémoires du Comité géologique*, IX, n° 2, 1893, p. 42).

1. Affleurements observés; 2. Extension probable de l'Éocène et de l'Oligocène; 3. Marnes bleues et argiles à Spondyles; 4. Dépôts sableux littoraux. — Échelle de 1 : 30 000 000.

*I*, Iekaterinoslav; *Ie*, Ielizavetpol; *J*, Jitomir; *Kh*, Kharkov; *Kï*, Kiev; *Ko*, Koursk; *Ku*, Koutaïs; *Mk*, Minsk; *Mt*, Mitau; *Mo*, Mohilev; *O*, Orel; *Ou*, Ouralsk; *Pe*, Pensa; *Po*, Poltava; *Sa*, Samara; *Sb*, Simbirsk; *Sf*, Simféropol; *Sm*, Smolensk; *Sr*, Saratov; *Tl*, Tiflis; *Tk*, Tchéliabinsk; *Tu*, Tchernigov; *Ts*, Tsaritsyn; *Va*, Varsovie; *Vl*, Vladikavkaz; *Vo*, Voronéje.

*aquitaniennes* et la *Mollasse d'eau douce inférieure* de Suisse se déposent dans l'Europe centrale. La phase positive qui vient ensuite rentre déjà dans le domaine des faits dont il a été question quand nous avons cherché à reconstituer l'histoire de la Méditerranée<sup>1</sup>.

Les couches du *premier étage méditerranéen* s'étendent depuis les Açores et Madère à travers le Sud de l'Europe, par l'Asie Mineure et l'Arménie, jusqu'en Perse. Les derniers voyages de Griesbach montrent en outre que des couches tertiaires avec coquilles marines,

[1. Sur les formations néogènes du Midi de l'Europe, voir l'important mémoire de C. De Stefani, *Les terrains tertiaires supérieurs du bassin de la Méditerranée* (Annales Soc. Géol. de Belgique, Liège, XVIII, 1892, Mém., p. 201-400).]

que cet auteur considère comme miocènes et qui doivent être un prolongement de cette vaste zone, se montrent aussi dans le Khorassan; elles constituent un étroit liséré sur le bord sud de la grande région aralo-caspienne, par Badghis, Maïmeneh et même jusqu'au delà de Tachkourgan. Au passage même de l'Oxus, à Kelif, au nord de Balkh, cet infatigable explorateur a encore vu des couches inclinées de calcaire, faisant saillie au milieu de la steppe turkmène, et renfermant des *Ostrea*, des *Pecten* et des Bryozoaires; il les attribue à la « formation salifère » d'Abich<sup>1</sup>.

Ces indications montrent quelle énorme extension possédait encore, au milieu de l'époque tertiaire, cette ancienne Méditerranée centrale, alors que la faune marine était déjà très analogue à la faune actuelle. Les coquilles recueillies en Perse montrent toutefois qu'à ce moment, la communication avec l'Inde, qui subsistait encore à l'époque éocène<sup>2</sup>, avait cessé.

En Europe, le rivage septentrional remonte la vallée du Rhône (fig. 91), embrasse une partie du Jura, puis, du bord sud de la Forêt-Noire, gagne le Sud du massif de la Bohême et de là, en longeant le bord oriental du Mannhart et des Sudètes, atteint la Silésie.

Ici se place dans tout l'Orient, sur une énorme étendue, une période d'évaporation.

C'est l'époque du *Schlier*, qui correspond à une mer en train de disparaître. Alors se déposent les couches de sel des Carpathes, et probablement aussi les puissants amas salifères de la Perse et du Turkestan. La communication avec la vallée du Rhône, par-dessus l'emplacement actuel du Jura, se trouvait fermée<sup>3</sup>.

Au-dessus des marnes bleues du Schlier, on observe çà et là des formations d'eau douce. Des modifications tectoniques se produisent dans l'Europe centrale; puis vient le *deuxième étage méditerranéen*. A ce moment, la Méditerranée paraît avoir abandonné la plus

1. C. L. Griesbach, *Field-Notes from Afghanistan* : N° 3, *Turkistán* (Records Geol. Survey of India, XIX, 1886, p. 257); *Field-notes* : N° 5, *to accompany a Geological Sketch Map of Afghanistan and North-Eastern Khorassan* (Ibid., XX, 1887, p. 100).

[2. Sur l'Éocène du Turkestan oriental, voir I, p. 576, note 2. Voir aussi Mouchkétov et Romanovsky, *Matériaux pour la Géologie du Turkestan*, III, in-4°, S<sup>t</sup>-Pétersbourg, 1890 (en russe) : Ed. Suess, *Beiträge zur Stratigraphie Central-Asiens*, 1894, p. 35-38, 1 pl.; C. Bogdanovitch, dans K. Futterer, *Petermanns Mitteil., Ergänzungsheft* n° 119, 1896, coupe, pl. II, fig. 1.]

[3. M. Depéret a récemment émis l'opinion que la communication marine par le Jura et la Suisse avec le bassin du Danube est restée ouverte un peu plus tard, jusqu'après l'époque des couches de Grund, base du 2° étage méditerranéen. La mollasse marine de Saint-Gall et de Berne représenterait en Suisse l'horizon de Grund; Depéret, *Sur la classification et le parallélisme du système miocène* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3° sér., XXI, 1893, p. 170-266, p. 239).]

grande partie des régions de l'Est; du moins les indications relatives à la Perse auraient besoin d'être confirmées. Au nord de la Crimée, comme dans la vallée du Manytch, cette mer a laissé quel-

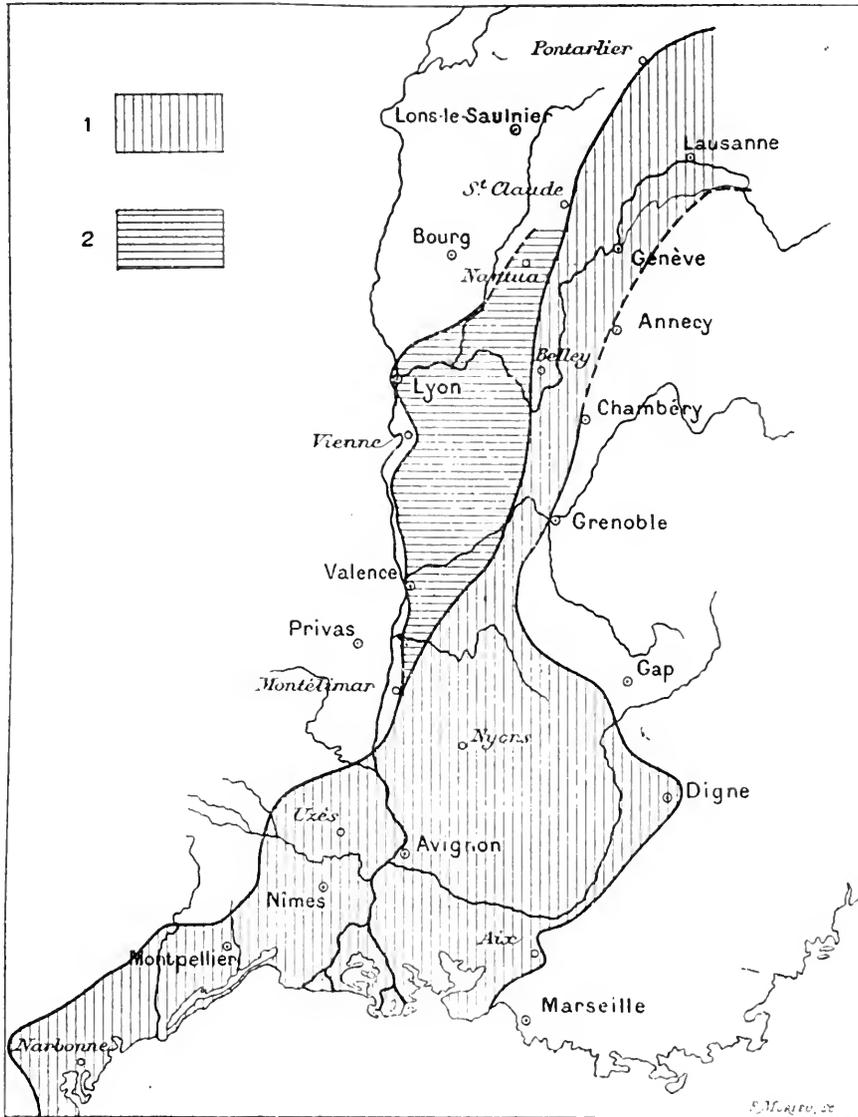


FIG. 91. — Extension des mers miocènes dans le bassin du Rhône, d'après Ch. Depéret (*Bulletin de la Société Géologique de France*, 3<sup>e</sup> sér., XXI, 1893, p. 185, fig. 1).

1. Zone d'affleurement du 1<sup>er</sup> étage méditerranéen [Burdigalien], avec sa limite d'extension maximum du côté de l'Est<sup>1</sup>; 2. Zone de transgression du 2<sup>e</sup> étage méditerranéen [Vindobonien], avec sa limite d'extension maximum à l'Ouest. — Échelle de 1 : 1 000 000.

ques traces éparses. Dans la Basse-Autriche et la Hongrie, elle pénètre dans les effondrements qui viennent de se produire au sein du massif montagneux, tandis que la Bavière émerge avec la Haute-Autriche.

[1. Les études récentes de MM. Depéret et Roman ont montré que la zone d'affleurement du 1<sup>er</sup> étage méditerranéen se prolonge, dans le Languedoc, jusqu'à une ligne passant à peu près par Nîmes, Montpellier et Narbonne.]

Une nouvelle phase négative se présente alors, et isole la *région sarmatique*; toute la vallée du Danube, la Galicie, le Sud de la Russie et les derniers restes de la région aralo-caspienne sont désormais abandonnés par la mer<sup>1</sup>. La Méditerranée est réduite à un domaine beaucoup plus petit que de nos jours. Son rivage oriental se trouve vraisemblablement dans le voisinage de la Corse et de la Sardaigne<sup>2</sup>. Il se produit d'abord, dans la vallée du Rhône, sur quelques points de la Hongrie occidentale et sans doute aussi dans d'autres endroits, une *érosion* des vallées; ensuite se forment, dans de grands lacs intérieurs, les couches à *Cardium* de l'*étage Pontique*; mais la pénétration de poissons de mer, qui devaient remonter dans ces lacs pour frayer, permet de croire que le maximum de la période négative était alors dépassé: il aurait coïncidé justement avec la période d'érosion des vallées pré-pontiques. De fait, on ne connaît encore dans la Méditerranée aucune formation marine de cette époque<sup>3</sup>; ce qui a conduit

[1. Sur les dépôts tertiaires supérieurs de la Russie méridionale, voir N. Andrusov, *Die südrußsischen Neogenablagerungen* (Verhandl. Russisch-k. Mineralog. Ges., 2. Ser., XXXIV, 1897, p. 195-242, pl. V : carte); Notice sur les *Environs de Kertch* (Guide des Excursions VII<sup>e</sup> Congrès Géol. Internat., St-Petersbourg, 1897, XXX).]

[2. Il est encore assez difficile, à l'heure actuelle, d'indiquer dans l'Europe occidentale quels sont les équivalents précis de l'étage sarmatique, c'est-à-dire des couches qui se sont déposées dans la vaste mer fermée étendue depuis le lac d'Aral jusqu'à Vienne. La puissante formation connue en Bavière, en Souabe et en Suisse sous le nom de Molasse d'eau douce supérieure (Obere Süßwasser-Molasse) avec *Mastodon angustidens*, *Listriodon splendens*, *Dinotherium* représente vraisemblablement une partie du 2<sup>e</sup> étage méditerranéen et tout le Sarmatique. Dans la vallée du Rhône, cet étage ne peut correspondre qu'à la partie tout à fait supérieure de la Molasse marine, que surmontent immédiatement les couches pontiques à *Hipparion gracile* du Bas-Dauphiné et du bassin de la Durance; mais la faune ne présente dans cette région aucun indice du faciès sarmatique. C'est seulement en Espagne, c'est-à-dire justement dans la partie de l'Europe la plus éloignée du bassin sarmatique, que l'on retrouve quelques indications assez nettes de ce faciès: dans le bassin de Grenade, MM. Bertrand et Kilian ont décrit au-dessus du Tortonien des conglomérats marins avec *Cerithium mitrale*, espèce sarmatique (*Études sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et de Malaga*; Mission d'Andalousie, 1889, p. 497-499); dans la province de Barcelone, M. l'Abbé Almera a fait connaître à Sant Pau d'Ordal (Panadés), au-dessus du Tortonien marin bien caractérisé, des couches à *Cerithium pictum*, *Maetra podolica*, *Ervilia podolica*, *Ostrea ginsensis*, dont la faune rappelle étonnamment la faune sarmatique du bassin du Danube (*Mapa topográfico y geológico de la provincia de Barcelona*, 1 : 40 000. *Región segunda*, 1897, légende de la carte); Almera et Depéret, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXVI, 1898, p. 844, 855, etc.].

[3. La question de la géographie de la Méditerranée à l'époque de l'étage pontique est l'une des plus délicates qui se posent dans l'histoire de cette mer. Il est bien certain que l'on constate vers la fin du Miocène une importante régression des eaux marines, non seulement dans le bassin du Danube (lacs pontiques), mais aussi en Italie, en Corse, dans le bassin du Rhône, en Catalogne, en Andalousie, c'est-à-dire en résumé *sur tout le bord septentrional du bassin de la Méditerranée occidentale*. Mais il en est peut-être tout autrement sur le bord méridional de ce même bassin: en Algérie, les travaux de Pomel, et plus récemment ceux de M. Brive ont montré qu'il existait dans la vallée du Chélif un étage de marnes, parfois accompagnées de gypse, contenant une riche faune marine plus récente que le second étage méditerranéen (Tortonien) et plus ancienne que

Neumayr à formuler l'hypothèse que *les lignes de rivage de ce temps étaient probablement situées plus bas que les lignes de rivage actuelles* (I, p. 429).

Il y a là une lacune dans la série méditerranéenne, et cette période, caractérisée par l'amplitude exceptionnelle du mouvement négatif, est précisément regardée d'ordinaire, pour des raisons paléontologiques, comme marquant la limite entre le Miocène et le Pliocène.

Une nouvelle phase positive survient ensuite, mais la mer, à l'époque du *troisième étage méditerranéen*, est loin d'atteindre son extension de jadis; ses contours sont même plus réduits que les contours actuels, malgré la plus grande élévation des lignes de rivage, car les effondrements de l'Adriatique, de la côte de Syrie<sup>1</sup>, de la mer Égée n'ont pas encore apparu. Alors débute le *quatrième étage méditerranéen*, avec l'immigration temporaire de ses hôtes nordiques, venant cette fois non plus de la Sibérie, par le Centre de l'Europe, comme à l'époque oligocène, mais de l'Océan Atlantique. Des effondrements locaux se produisent; la mer Noire est annexée à la Méditerranée, et l'état de choses actuel se trouve constitué.

Si l'on fait abstraction des incidents tectoniques, on constate dans l'ensemble une alternance de phases positives et négatives d'amplitude variable, mais où l'importance de chaque phase positive, au point de vue de l'étendue des mers, est de plus en plus faible; c'est-à-dire qu'il y a chaque fois perte de territoire par rapport à la phase précédente, jusqu'au maximum négatif de l'époque d'érosion qui précède l'établissement des lacs pontiques. Cette diminution progressive est interrompue par une transgression temporaire de la mer boréale à l'époque oligocène. Le gain résultant de l'élévation un peu plus grande des lignes de rivage, à l'époque actuelle, et de l'annexion des bassins d'effondrement est loin de compenser les pertes qui résultent de la décroissance d'amplitude

le Pliocène (Plaisancien). Il s'agit donc là d'un étage intermédiaire inconnu dans les autres régions méditerranéennes, étage qui doit représenter vraisemblablement tout ou partie des étages sarmatique et pontique de l'Europe orientale. On peut admettre dès à présent l'existence, dans cette région méridionale de la Méditerranée, d'un bassin marin très réduit, communiquant avec l'Atlantique, peut-être par quelque détroit situé dans le Maroc. Il est à souhaiter que des recherches puissent être continuées dans ce sens.]

[1. Le Pliocène marin est aujourd'hui connu jusqu'aux environs de Palmyre; C. Diener, *Libanon, Grundlinien der physischen Geographie und Geologie von Mittel-Syrien*, in-8°, Wien, 1886, p. 402 et suiv.; voir aussi M. Blanckenhorn, *Das marine Miocän in Syrien* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, LVII, 1890, p. 591-620), et *Beiträge zur Geologie Syriens. Das marine Pliocän in Syrien*, in-8°, 52 p., 2 pl. Erlangen, 1891.]

des changements d'ordre positif. De la sorte, la Méditerranée actuelle se présente comme le reste d'un Océan qui, encore au début des temps tertiaires, s'étendait jusque sur l'Asie centrale.

Quant à la façon dont ces diverses phases se sont succédé, la carte du gouvernement de Stavropol par Ivanov en fournit un bel exemple. Au nord de Piatigorsk s'élève un pointement de porphyre quartzifère, entouré par des grès appartenant à quelque ancien étage tertiaire; vers le nord s'étend, en couches horizontales et sur une vaste surface, le deuxième étage méditerranéen, depuis Giorgievsk jusqu'à Stavropol; l'étage sarmatique, également horizontal, lui succède vers le nord, c'est-à-dire vers le Manytch: il y a là une cuvette dont le bord opposé se montre de l'autre côté du Manytch; vient ensuite, à l'intérieur de la cuvette sarmatique, une cuvette pontique; et dans celle-ci se loge une cuvette aralo-caspienne, au fond de laquelle coule aujourd'hui le Manytch<sup>1</sup>.

**3. La côte orientale de l'Amérique du Nord.** — Un certain nombre de faits généraux relatifs à cette région ont déjà été exposés ici même (I, p. 362 et suiv.); les détails qui ont également été donnés sur la succession des couches à Antigua (II, p. 220) nous permettront d'être assez brefs, en comparant les terrains tertiaires de la côte occidentale de l'Atlantique avec ceux de l'Europe. Pour établir ce parallélisme, nous nous appuierons principalement sur les derniers travaux d'Heilprin<sup>2</sup>.

La régression progressive des rivages sur la côte atlantique

1. Ivanov, *Carte géologique du Gouvernement de Stavropol* (Gornyi Journal [Journal des Mines russes], 1887, n° 7).

2. Ang. Heilprin, *Contributions to the Tertiary Geology and Paleontology of the United States*, in-4°, 418 p., carte, Philadelphia, 1884; pour les gisements tertiaires moyens du New Jersey, voir un article du même auteur, Proc. Acad. Nat. Sc., Philadelphia, 1886, p. 351. Voir aussi son mémoire *Explorations on the West Coast of Florida and in the Okeechobee Wilderness* (Trans. Wagner Free Institute of Science, I, p. 1-134, 49 pl., in-8°, Philadelphia, 1887); W. H. Dall, *Notes on the Geology of Florida* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XXXIV, 1887, p. 161-170). [Voir aussi W J Mc Gee, *Reconnaissance Map of the United States, showing the distribution of the Geologic Systems so far as known*, 1893 (14<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, pl. II); J. D. Dana, *Manual of Geology*, 4<sup>th</sup> Ed., in-8°, New York, 1895, p. 880-892, etc.; W. H. Dall, *A Table of the North American Tertiary Horizons, correlated with one another and with those of Western Europe, with annotations* (18<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1896-97, part II, p. 323-348, tableau, 1898); W. B. Clark, *Correlation Papers-Eocene* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 83, 1891, p. 17-94, 2 cartes); W. H. Dall and G. D. Harris, *Correlation Papers-Neocene* (Ibid., n° 84, 1892, p. 32-193, pl. I-II); W J Mc Gee, *Three Formations of the Middle Atlantic Slope* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XXXV, 1888, p. 120-143, 328-330, 367-388, 448-466, carte, 2 pl.); le même, *The Lafayette Formation* (12<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1890-91, part I, p. 347-521, pl. XXXII-XLI, 1891); N. H. Darton, *Outline of Cenozoic History of a portion of the Middle Atlantic Slope* (Journ. of Geol., II, 1894, p. 568-587, cartes); le même, *Artesian Well Prospects in Eastern Virginia*,

d'Europe est beaucoup moins frappante que dans la Méditerranée, parce que les contours, d'ailleurs extrêmement découpés, sont constitués en partie par des côtes à rias; on peut cependant reconnaître le phénomène dans la vallée du Guadalquivir, en Portugal et dans la Gironde. La côte américaine de l'Atlantique est au contraire de structure fort simple. A partir de l'île Martha's Vineyard (41° 20' de lat. N.)<sup>1</sup> commence, régulièrement adossée au con-

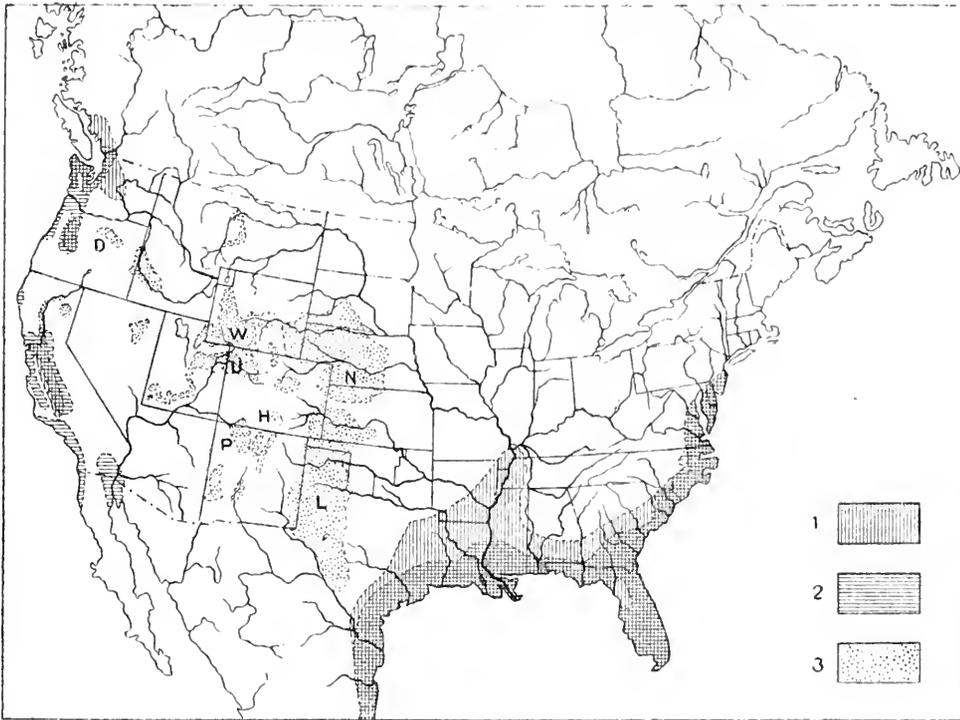


FIG. 92. — Extension des terrains tertiaires dans l'Amérique du Nord, d'après G. D. Harris (in Dana, *Manual of Geology*, 4<sup>th</sup> ed., 1895, p. 881, fig. 1468).

1. Éocène marin; 2. Miocène et Pliocène marins; 3. Dépôts tertiaires d'origine lacustre. Principaux bassins lacustres : D, John Day; H, Huerfano; L, Llano Estacado; N, Nebraska; P, Puerco; U, Uinta; W, Wasatch et Green River.

inent, une zone de couches tertiaires marines qui se poursuit à travers la péninsule de Floride et les Antilles jusqu'à l'Orénoque, bordant l'Océan sur plus de 33 degrés de latitude. Ces couches recouvrent en concordance, sur de vastes étendues, la Craie supérieure, dont elles sont toutefois séparées vers le sud par un étage

*Maryland, and Delaware* (Trans. Amer. Inst. Mining Engineers, XXIV, 1894, p. 372-397, 2 pl.), et *Artesian Well Prospects in the Atlantic Coastal Plain Region* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 138, 232 p., 19 pl., 1896).]

[1. N. S. Shaler, *Report on the Geology of Martha's Vineyard* (7<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1885-86, p. 297-363, pl. XIX-XXIX, 1888); *The Geology of Nantucket* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 53, 1889, 55 p., 10 pl.); *Tertiary and Cretaceous Deposits of Eastern Massachusetts* (Bull. Geol. Soc. of America, I, 1890, p. 443-452, pl. 9); J. B. Woodworth, *Unconformities of Martha's Vineyard and of Block Island* (Ibid., VIII, 1897, p. 197-212, pl. XVI).]

« éolignitifère »<sup>1</sup> ; leur disposition est telle que les étages successifs occupent une situation d'autant plus rapprochée de la mer qu'ils sont plus récents (fig. 92). On peut en tirer deux conclusions : la première, c'est que ce territoire est une région côtière depuis l'époque crétacée ; la seconde, que le rivage a reculé progressivement.

Ces deux résultats exigent cependant quelques restrictions.

Bien que la bordure de couches marines se poursuive sur 33 degrés de latitude, depuis le milieu du Crétacé, on constate, en laissant même de côté la faune du Crétacé ancien de Bogota et les Polypiers crétacés de la Jamaïque, une telle ressemblance entre les Polypiers oligocènes de Castel Gomberto près Vicence ou du premier étage méditerranéen de Turin et ceux des couches correspondantes des Antilles, qu'il est absolument nécessaire, pour expliquer la dispersion de ces Polypiers, d'admettre l'existence, le long des tropiques, soit d'une chaîne d'îles, soit même d'une ligne de côtes continue jusqu'à l'époque du premier étage méditerranéen.

Sans doute, le rivage a reculé progressivement, mais ici, comme en Europe, le niveau actuel n'est vraisemblablement pas le plus bas qui ait été atteint. Les faits essentiels sont les suivants :

La bordure tertiaire court parallèlement à la côte depuis le New Jersey<sup>2</sup>, à travers les Carolines<sup>3</sup> et la Géorgie<sup>4</sup>. En Géorgie,

[1. G. D. Harris, *The Midway Stage* (Bull. Amer. Paleontol., Cornell Univ., Ithaca, N. Y., I, No. 4, 125 p., 15 pl., 1896).]

[2. W. B. Clark, *A preliminary Report on the Cretaceous and Tertiary Formations of New Jersey* (Geol. Survey of New Jersey, Ann. Rep. 1892, p. 167-245, carte, pl. IV-VI, 1893); *Cretaceous and Tertiary Geology* (Ibid., 1893, p. 329-355, 1894); R. P. Whitfield, *Mollusca and Crustacea of the Miocene Formations of New Jersey*, in-4°, 195 p., 24 pl., 1894 (U. S. Geol. Survey, Monogr. XXIV).]

[3. Pour le Maryland, la Virginie et le District of Columbia, voir N. H. Darton *Mesozoic and Cenozoic Formations of Eastern Virginia and Maryland* (Bull. Geol. Soc. of America, II, 1891, p. 431-450, pl. 16); W. J. Mc Gee, N. H. Darton, etc. *Geology of Washington and vicinity* (Congrès Géol. Internat., Compte rendu de la 5<sup>e</sup> session, Washington, 1891, p. 219-231, 1893); G. D. Harris, *The Tertiary Geology of Calvert Cliffs, Maryland* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLV, 1893, p. 21-31); N. H. Darton, *The Magothy Formation of northeastern Maryland* (Ibid., p. 407-419); G. D. Harris, *On the Geological Position of the Eocene Deposits of Maryland and Virginia* (Ibid., XLVII, 1894, p. 301-304); W. B. Clark, *The Potomac River Section of the Middle Atlantic Coast Eocene* (Ibid., 4<sup>th</sup> Ser., I, 1896, p. 375-374); W. B. Clark, *The Eocene Deposits of the Middle Atlantic Slope in Delaware, Maryland and Virginia* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 141, 167 p., 40 pl., 1896); U. S. Geological Survey, *Geological Atlas of the United States, Folio 13 : Fredericksburg, Virginia-Maryland*, by N. H. Darton, 1894 *Folio 23 : Nomini, Maryland-Virginia*, by N. H. Darton, 1896; W. B. Clark, *Maryland Geological Survey*, I, 1897, p. 188-204, carte géol. — Pour les Carolines, voir W. B. Clark, *On the Tertiary Deposits of the Cape Fear River Region* (Bull. Geol. Soc. of America, I, 1890, p. 537-540); N. H. Darton, *Notes on Relations of Lower Members of the Coastal Plain Series in South Carolina* (Ibid., VII, 1896, p. 512-518).]

[4. D. W. Langdon, *Geological Section along the Chattahooche River from Colum-*

cette zone a presque 260 kilomètres de largeur, puis sa limite se recourbe peu à peu vers le nord dans le Sud de l'Alabama<sup>1</sup>, dépasse le confluent de l'Ohio avec le Mississippi et revient au S.W., en croisant le Rio Grande au-dessus de Laredo<sup>2</sup>. Tous les étages anciens, y compris le Calcaire à Orbitoïdes, suivent le contour septentrional du golfe du Mexique; là on observe, par-dessus, une puissante formation saumâtre, la « série de Grand Gulf »<sup>3</sup>, qui fait défaut sur le littoral atlantique (I, fig. 62, p. 367). Mais l'Oligocène et le Miocène, c'est-à-dire les terrains les plus récents de la zone tertiaire, s'écartent, par la Floride, dans la direction des Antilles. Ainsi la Floride se trouve bordée d'un seul côté, le long de l'Atlantique, par les couches qui sont l'équivalent probable du Miocène d'Europe<sup>4</sup>.

*bus to Alum Bluff* (Geol. Survey of Georgia, 1<sup>st</sup> Rep., 1891, p. 90-97); L. C. Johnson, *The Chattahoochee Embayment* (Bull. Geol. Soc. of America, III, 1892, p. 128-132); R. Pumpelly, *An apparent Time-break between the Eocene and Chattahoochee Miocene in Southwestern Georgia* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLVI, 1893, p. 445-447); A. F. Foerste, *The Upper Vicksburg Eocene and the Chattahoochee Miocene of Southwest Georgia and adjacent Florida* (Ibid., XLVIII, 1894, p. 41-54, carte); W. H. Dall and J. Stanley-Brown, *Cenozoic Geology along the Apalachicola River* (Bull. Geol. Soc. of America, V, 1894, p. 147-170, pl. 3).]

[1. E. A. Smith and L. C. Johnson, *Tertiary and Cretaceous Strata of Tuscoloosa, Tombigbee, and Alabama Rivers* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 43, vol. VII, p. 153-341, pl. I-XXI, 1887); D. W. Langdon Jr., *Variations in the Cretaceous and Tertiary Strata of Alabama* (Bull. Geol. Soc. of America, II, 1891, p. 587-606, pl. 23); L. C. Johnson, *The Miocene Group of Alabama* (Science, New York, XXI, 1893, p. 90-91); Eug. A. Smith, *The Post-Eocene Formations of the Coastal Plain of Alabama* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLVII, 1894, p. 285-296); Eug. A. Smith, D. W. Langdon, and L. C. Johnson, *On the Geology of the Coastal Plain of Alabama, Cretaceous, Tertiary, and Post-Tertiary Formations*, in-8°, 759 p., 29 pl., 1894 (résumé par R. D. Salisbury, Journ. of Geol., III, 1895, p. 101-108); Eug. A. Smith, *Geological Map of Alabama, with explanatory Chart*, in-folio, 1894 (Geol. Survey of Alabama).]

[2. Sur les terrains tertiaires de la Louisiane, voir T. Wayland Vaughan, *A brief Contribution to the Geology and Paleontology of Northwestern Louisiana* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 142, 65 p., 4 pl., 1896); sur ceux de l'Arkansas, voir G. D. Harris, *The Tertiary Geology of Southern Arkansas* (Arkansas Geol. Survey, Ann. Rep. 1892, vol. II, p. 1-207, carte géol., 7 pl., 1894); sur ceux du Texas, R. A. F. Penrose, jr., *A Preliminary Report on the Geology of the Gulf Tertiary of Texas from Red River to the Rio Grande* (1<sup>st</sup> Ann. Rep. Geol. Survey of Texas, 1889, p. 3-101, 1890); R. T. Hill, *The Deep Artesian Boring at Galveston, Texas* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLIV, 1892, p. 406-409); W. Kennedy, *The Eocene Tertiary of Texas east of the Brazos River* (Proc., Acad. Nat. Sc. Philadelphia, 1895, p. 89-160); G. D. Harris, *Neocene Mollusca of Texas, or Fossils from the Deep Well at Galveston* (Bull. Amer. Paleontol., I, n° 3, 25 p. 4 pl., 1895).]

[3. Sur cette formation, voir W. H. Dall and G. D. Harris, *Correlation Papers-Neocene*, p. 161-170 et 187-189; L. C. Johnson, *The "Grand Gulf" Formation of the Gulf States* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XXXVIII, 1889, p. 213-216); L. C. Johnson, W. H. Dall, Discussion (Science, New York, XX, 1892, p. 151, 164, 247, 319); A. F. Foerste, *Studies on the Chipola Miocene of Bainbridge, Georgia, and of Alum Bluff, Florida, with an attempt at Correlation of certain Grand Gulf Group beds with marine Miocene beds eastward* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLVI, 1893, p. 244-254).]

[4. Des couches marines oligocènes et miocènes très fossilifères (*Chattahoochee*, *Chipola*) sont connues aujourd'hui sur la côte de la Floride baignée par le golfe du

Or Heilprin montre que, comme l'avait déjà reconnu Conrad<sup>1</sup>, l'on observe sur tout le littoral, à partir du nord, cette formation équivalente du Miocène<sup>2</sup>, mais qu'elle est directement surmontée par des couches à faune beaucoup plus récente, fort analogue à la faune actuelle, et que l'on a rapportées au Post-pliocène. Jusqu'à la Floride, il a été impossible de découvrir jusqu'ici un équivalent du Pliocène d'Europe<sup>3</sup>. Dans le golfe du Mexique, on observe vers l'embouchure du Mississippi les couches très récentes, en tout cas post-pliocènes, du *groupe de Port Hudson*, reposant immédiatement sur la série limnique de Grand Gulf (29°—31° de lat. N.). Par contre, dans le Sud de la Floride, on trouve de nouvelles formations. Là se montre, sur la rivière Caloosahatchie (26° 30'—26° 40' de lat. N.), l'*étage Floridien*, très riche en mollusques, étage que Heilprin croit pouvoir paralléliser avec le Pliocène d'Europe. Les sédiments actuels apparaissent comme étant le prolongement immédiat des sédiments horizontaux des périodes antérieures; et le recul progressif des rivages se traduit par le fait que les couches anciennes se sont formées dans des eaux profondes, et les couches récentes dans des eaux qui l'étaient moins. Toutefois, là aussi, Dall a cru reconnaître des traces d'oscillations.

Les zones récentes de la Floride se prolongent dans la zone extérieure des Antilles.

Bien que les études sur cette importante région de l'Amérique du Nord aient certainement encore à nous apprendre beaucoup de faits nouveaux et que bien des problèmes restent en suspens, nous pouvons cependant dès aujourd'hui faire ressortir un résultat intéressant : c'est qu'en Europe, dans le bassin de la Méditerranée, un

Mexique. Voir la carte géologique de la Floride par W. H. Dall, *Correlation Papers-Neocene*, pl. I, et p. 85-138; W. H. Dall, *Contributions to the Tertiary Fauna of Florida, with especial reference to the Miocene silex-beds of Tampa and the Pliocene beds of the Caloosahatchie River* (Trans. Wagner Free Institute, Philadelphia, III, p. 1-947, pl. I-XXV, 1890-98); L. C. Johnson, *Notes on the Geology of Florida* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLV, 1893, p. 497-503); G. H. Eldridge, *A preliminary Sketch of the Phosphates of Florida* (Trans. Amer. Inst. Mining Engineers, XXI, 1892-93, p. 196-231); E. T. Cox, *Geological Sketch of Florida* (Ibid., XXV, 1896, p. 28-36).]

1. T. A. Conrad, *Catalogue of the Miocene Shells of the Atlantic Slope* (Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, 1862, p. 559).

[2. Ce sont les *couches de Yorktown* de Dana, et la *Chesapeake Formation* de Dall et Harris.]

[3. Cette lacune est aujourd'hui en partie comblée, grâce aux études de M. Dall sur divers lambeaux pliocènes reconnus dans le Massachusetts et dans les Carolines; W. H. Dall, *Notes on the Miocene and Pliocene of Gay Head, Martha's Vineyard, Mass.* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLVIII, 1894, p. 296-300); et 18<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, pt. II, 1898, p. 337.]

maximum négatif prend place entre le Miocène et le Pliocène, ce qui permet de supposer qu'à cette époque et dans cette région les lignes de rivage étaient situées plus bas que de nos jours ; et de l'autre côté de l'Océan, il existe, à peu près sous la même latitude ainsi qu'un peu plus au sud, une lacune entre les couches représentant selon toute apparence le Miocène supérieur et les dépôts post-pliocènes qui leur sont superposés ; mais cette lacune ne se manifeste pas plus au sud, en Floride.

4. **La région tertiaire de Patagonie.** — Les couches tertiaires qui se montrent au sud du Parana, sur 20 degrés de latitude, le long du littoral atlantique, diffèrent de celles de l'Amérique du Nord en ce qu'elles comprennent une série de formations terrestres, séparées par quelques intercalations marines. La présence de ces formations terrestres jusque sur le bord de la mer prouve que le continent s'est étendu autrefois beaucoup plus loin dans la direction de l'est. Ces couches s'étalent largement vers le nord du côté du Parana et vers l'ouest jusque dans le voisinage du pied oriental des Andes. L'homologie de la dépression du Parana avec celle du Mississippi est des plus remarquables.

Ces formations constituent la région tertiaire la plus étendue qu'il y ait sur le globe. Leur extension du nord au sud en rend l'étude particulièrement intéressante au point de vue des questions dont nous avons à nous occuper dans cet ouvrage : en effet, la latitude du détroit de Magellan est à peu près celle de Cambridge et de Birmingham et celle du Parana s'écarte peu de la latitude d'Alexandrie, de sorte que l'on peut se demander comment se sont passées les choses à des latitudes australes qui correspondent à peu près à celles de nos contrées européennes.

D'Orbigny et Darwin, Burmeister, Ameghino<sup>1</sup> et spécialement

[1. Principales publications récentes de Fl. Ameghino : *Contribucion al Conocimiento de los Mamíferos Fósiles de la Republica Argentina* (Obra escrita bajo los auspicios de la Acad. Nac. de Ciencias de la Republ. Arg.), 2 vol. in-folio, 98 pl. Buenos Aires, 1889 (résumé par E. Trouessart, *Annuaire Géol. Univ.*, VI, 1889, p. 623-645) ; *Los Plagiaulacideos Argentinos y sus relaciones zoológicas, geológicas y geográficas* (Bol. Inst. Geogr. Argentino, XI, 1890, p. 143-201) ; *Nuevos restos de Mamíferos fósiles descubiertos en el Eoceno inferior de la Patagonia Austral*, etc. (*Revista Argent. Hist. Nat.*, I, 1891, p. 289-381) ; *Les Mammifères fossiles de la Patagonie Australe* (*Rev. Scientifique*, LI, 1893, p. 13-17) ; *Les premiers Mammifères. Relations entre les Diprotodontes éocènes de l'Amérique du Nord et ceux de la République Argentine* (*Revue générale des Sc.*, IV, 1893, p. 77-81) ; *Énumération synoptique des espèces de Mammifères fossiles des formations éocènes de Patagonie* (Bol. Acad. Nac. Ciencias, Cordoba, XIII, 1893, p. 259 et suiv.) ; *Sur les Ongulés fossiles de l'Argentine* (*Revue Jardin Zool. Buenos Ayres*, II, 1894, p. 193 et suiv.) ; *Contributions à la connaissance de la faune mammalogique des couches à Pyrotherium* (Bol. Inst. Geogr. Arg., XV, 1894, p. 603-660 ; XVIII, 1897, p. 1-

Doering ont apporté beaucoup de données sur ce sujet, et c'est ce dernier géologue dont je résumerai les conclusions <sup>1</sup>.

Les couches tertiaires patagoniennes ne sont nulle part disloquées<sup>2</sup>. Cependant, si l'on observe le long de la côte le niveau de l'intercalation marine dont l'âge est probablement oligocène, on constate que cette assise décrit depuis l'embouchure du Parana jusqu'au Sud de la Patagonie une courbe légèrement onduluse, de telle sorte qu'il se forme une cuvette horizontale sous les Pampas

117); *Notas sobre Cuestiones de Geologia y Paleontologia Argentina* (Ibid., XVII, 1896, p. 87-108; trad. et commenté par A. Smith Woodward, sous le titre de : *Notes on the Geology and Palæontology of Argentina*, Geol. Mag., Dec. 4, IV, 1897, p. 4-23); *South America as the Source of the Tertiary Mammalia* (Natural Science, XI, 1897, p. 256-264); *La Argentina al través de las últimas Épocas geológicas*, in-8°, 35 p., Buenos Aires, 1897; *Mammifères crétaçés de l'Argentine* (Bol. Inst. Geogr. Arg., XVIII, 1897, p. 431-521); *L'âge des couches fossilifères de Patagonie. Nouvelles découvertes de Mammifères fossiles* (Rev. Scientifique, 4<sup>e</sup> sér., X, 1898, p. 72-74); *Sinopsis geologico-paleontologica de la Republica Argentina*, in-f°, 145 p., 105 fig., La Plata, 1899; *Suplemento (Adiciones y Correcciones)*, 13 p. Ibid. — Voir aussi E. Trouessart, *Mammifères fossiles de la République Argentine, d'après M. Florentino Ameghino* (Rev. Scientifique, LVI, 1890, p. 11-16); *Nouvelles explorations des gîtes fossilifères de la Patagonie australe* (Ibid., p. 506-507); *La faune tertiaire de la Patagonie australe* (Ibid., 4<sup>e</sup> série, IV, 1895, p. 207-210). — C. Ameghino, *Exploracion de los depositos fosiliferos de la Patagonia austral* (Rev. Arg. Hist. Nat., I, 1891, p. 119-121). — Ph. Glangeaud, *Les Mammifères crétaçés de la Patagonie* (Revue générale des Sc., IX, 1898, p. 133-144).]

1. *Informe oficial de la Comision científica agregada al Expedicion al Rio Negro baja l'orden dal General Don J. A. Roca*; III, *Geologia, por el D. Doering*, in-4°, Buenos Aires, 1883, p. 401-530. [Voir aussi H. Zapalowicz, *Das Rio Negro-Gebiet in Patagonien* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, LX, 1893, p. 531-564, 2 pl.); A. Mercerat, *Un Viaje de Exploracion en la Patagonia Austral* (Bol. Inst. Geogr. Arg., XIV, 1893, p. 267-291); *Contribucion a la Geologia de la Patagonia* (Anales Soc. Cientif. Argent., XXXVI, 1893, p. 65-103); *Nuevos datos geologicos sobre la Patagonia Austral* (Bol. Inst. Geogr. Arg., XVII, 1896, p. 363-404, carte); *Essai de classification des terrains sédimentaires du versant oriental de la Patagonie Australe* (Anales Mus. Nacional Buenos Aires, V, 1897, p. 105-130); *Coupes géologiques de la Patagonie Australe* (Ibid., p. 309-319, pl. V-XII, carte à 1 : 1 000 000); R. Lydekker, *Contributions to a Knowledge of the Fossil Vertebrates of Argentina*, I-II (Anales Mus. de La Plata, Paleontologia Argentina, in-f°, vol. II, III, 1893-94); S. Roth, *Catalogo de los Mamiferos fosiles conservados en el Museo de La Plata*, in-8°, La Plata, 1898 et années suiv.; J. Valentin, *Bosquejo geológico de la Argentina*, in-8°, 50 p., Buenos Aires, 1897; S. Roth, *Apuntes sobre la Geologia y la Paleontologia de los territorios del Rio Negro y Neuquen, Region Andina de la Republica Argentina*, in-4°, 57 p., 7 pl., La Plata, 1898. — J. B. Hatcher, *Patagonia* (National Geogr. Mag., Washington, VIII, 1897, p. 305-322, carte et fig.); *The Cape Fairweather Beds; a new marine Tertiary Horizon in Southern Patagonia* (Amer. Journ. Sc., 4<sup>th</sup> Ser., IV, 1897, p. 246-248); *On the Geology of Southern Patagonia* (Ibid., p. 327-354); A. E. Ortman, *On some of the large Oysters of Patagonia* (Ibid., p. 355-356, pl. XI); H. A. Pilsbry, *Patagonian Tertiary Fossils* (Proc. Acad. Nat. Se. Philadelphia, 1897, p. 329-330); R. Hauthal, *Ueber patagonisches Tertiär, etc.* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., L, 1898, p. 436-440); A. Mercerat, *Sur la géologie de la Patagonie; réponse aux attaques de M. R. Hauthal* (Communic. Museo Nac. Buenos Aires, I, n° 3, 1899, p. 69-76); H. v. Ihering, *Die Conchylien der Patagonischen Formation* (Neues Jahrb. f. Min., 1899, II, p. 1-46, pl. I, II).]

[2. Sauf au voisinage des montagnes, où une grande partie de la série tertiaire a subi des plissements énergiques (voir les coupes de A. Mercerat et de J. B. Hatcher).]

et une seconde cuvette sous la Patagonie du Sud et que, dans certains points, les couches oligocènes s'enfoncent sous la mer. Mais la courbure est si peu prononcée, en raison de la distance, que l'on peut se demander si ce léger défaut d'horizontalité ne serait pas simplement l'effet d'une inégalité originelle du fond de la mer.

Les terrains tertiaires de Patagonie succèdent à la Craie. Ici encore, les couches marines les plus récentes sont aussi les plus voisines de la côte actuelle; de même, il est intervenu d'importantes oscillations, très uniformes, qui ont déterminé l'alternance de formations terrestres et marines; de même, également, la décroissance d'amplitude des phases positives a conduit à un état de plus en plus voisin de l'état actuel. Mais, de même encore, on constate dans ces mouvements une inégalité qui présente un très grand intérêt.

Sur le terrain crétacé repose d'abord l'étage *Guaranitique*, dépourvu de fossiles et sans délimitation nette d'avec le Crétacé. Au-dessus vient un groupe puissant de grès rouges et de sédiments argilo-sableux, avec gypse, qui occupe de grandes surfaces vers l'ouest au pied des Cordillères (*étage Pehuenche* à *Mesotherium Marshi*)<sup>1</sup>. A ce niveau appartiennent peut-être les lignites de Punta Arenas. Alors se place pour la première fois depuis le Crétacé une phase positive. Les couches de cet étage marin apparaissent sur beaucoup de points de la côte et dans l'intérieur des terres; elles contiennent les mêmes mollusques depuis le Parana jusqu'à Punta Arenas, où elles recouvrent les lignites (*étage Pararien* à *Ostrea Ferraresi*); on les a rapportées à l'Éocène supérieur d'Europe<sup>2</sup>.

[1. D'après C. Ameghino, l'étage guaranitique est riche en ossements de Dinosaures gigantesques du genre *Atlantosaurus*; c'est probablement à tort que les argiles qui s'intercalent à différents niveaux dans ces grès en auraient été séparées sous le non d'*étage pehuenche*. Le grand intérêt de ces argiles réside dans la présence d'une faune de Mammifères, dont l'âge, crétacé supérieur, doit se rapprocher beaucoup de celui de l'horizon de Laramie, dans l'Amérique du Nord; mais tandis que les Mammifères de l'étage de Laramie sont des formes de petite taille, appartenant à peu près exclusivement aux ordres des Multituberculés et des Marsupiaux, la faune crétacée des couches à *Pyrotherium* de Patagonie comprend une riche série d'animaux de grande et de moyenne taille (115 espèces, groupées en 70 genres), où l'on découvre avec étonnement des représentants, non seulement des Multituberculés et des Marsupiaux, mais encore des Édentés, des Rongeurs, des Carnassiers créodontes, des Tillodontes, des divers sous-ordres d'Ongulés (parmi lesquels *Pyrotherium*, ancêtre probable des *Dinotherium* et des Mastodontes), et même des Primates lémuriens. La différenciation précoce de tous ces types en Patagonie a permis à F. Ameghino de dire avec une certaine vraisemblance (au moins dans l'état actuel des découvertes) que cette région de l'Amérique australe devait être considérée comme le *berceau des Mammifères*.]

[2. Les explorations exécutées par C. Ameghino et F. Moreno, dans le cours des dix dernières années, ont montré que l'étage pararien ne représente pas le premier horizon marin de la série tertiaire, dans l'Amérique australe; on observe en effet, au-dessus

Puis le rivage recule de nouveau, et il se forme des bancs de grès avec des débris de plantes et de coquilles d'eau douce, ainsi que de Mammifères; parmi ces derniers on trouve de proches parents des genres *Palæotherium* et *Anoplotherium* du gypse de Montmartre (*étage Mésopotamien* à *Megamys patagonensis*)<sup>1</sup>.

Pour la seconde fois le rivage s'élève, mais les nouvelles formations marines ne pénètrent pas aussi loin dans les terres que les couches marines précédentes; elles paraissent appartenir à l'Oligocène (*étage Patagonien* à *Ostrea patagonica*). L'affleurement le plus occidental du premier étage marin est situé sur le lac Saint-Martin, dans le voisinage de la Cordillère (lat. 49° — 50°; à l'ouest de 72° de long. W.); tandis que ce deuxième étage marin atteint seulement, en général, la moitié ou le tiers de la distance qui sépare l'Océan des montagnes. Ensuite la mer recule au loin et pour une longue période; plusieurs étages d'origine continentale se succèdent, sans être interrompus par des couches marines. De grandes quantités de débris trachytiques, qui, vers le sud, se montrent dès la partie supérieure du deuxième étage marin, s'intercalent aussi dans la partie inférieure des formations terrestres suivantes. Celles-ci débutent par des sables et des marnes renfermant le genre *Anchitherium*, qui caractérise les couches inférieures du Miocène d'Europe (*étage Araucanien*). Puis viennent les sables des Pampas occidentales, qui sont de véritables alluvions anciennes

des formations continentales caractérisées par la faune à *Pyrotherium*, des couches à *Ostrea perverrosa*, qui recouvrent la plaine argentine et la Patagonie presque entière: c'est l'*étage subpatagonien*, qui représente vraisemblablement tout ou partie de l'Éocène. Dans le Sud de la Patagonie, cet étage est recouvert à son tour par une formation terrestre ou subaérienne de plusieurs centaines de pieds d'épaisseur, l'*étage Santa-Cruzien* de Doering, très riche en Mammifères fossiles (répartis dans plus de 120 genres différents). L'âge de la faune de Santa-Cruz a été diversement interprété: pour F. Ameghino, il s'agit d'une faune encore franchement éocène, tandis que K. v. Zittel, se fondant sur l'état d'évolution avancé des Marsupiaux, des Édentés, des Ongulés (Protérothéridés voisins des *Palæotherium* et des *Anoplotherium* européens) et des Primates, conclut en faveur d'un âge un peu plus récent, probablement oligocène inférieur. Ce résultat paraît confirmé par l'étude des fossiles marins recueillis au Sud de la Patagonie dans l'étage de Santa-Cruz (= *Supra-Patagonian*, J. B. Hatcher) par H. v. Ihering: W. H. Dall déclare que, s'ils ne sont pas miocènes, on peut tout au plus les regarder comme oligocènes; d'après ce naturaliste, F. Ameghino aurait d'ailleurs beaucoup trop vieilli tous ses étages tertiaires (18<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1896-97, pt. II, p. 333, 336, 342). Voir aussi H. von Ihering, *Os molluscos dos terrenos terciarios da Patagonia* (Revista do Museu Paulista, S. Paulo, II, 1897, p. 217-382, pl. III-IX). La formation de Santa-Cruz est recouverte directement par de puissantes coulées de basalte, antérieures à la phase positive qui ramena la mer lors du dépôt de l'*étage paranien*, dont l'extension est en réalité très restreinte.]

[1. La faune de l'étage mésopotamien comprend 71 genres de Mammifères terrestres, parmi lesquels dominent les Rongeurs gigantesques du genre *Megamys*; les Toxodontes et les Édentés y sont aussi très nombreux. On doit vraisemblablement la rapporter au milieu de l'époque oligocène.]

(*étage Pehuelche*)<sup>1</sup>. C'est à la fin de cet étage que Doering place la limite entre le Miocène et le Pliocène, limite qui coïncide avec le maximum de recul des rivages. Le continent s'étendait alors beaucoup plus loin vers l'est que de nos jours. Nous arrivons enfin au terrain pampéen proprement dit; il consiste en argiles avec de nombreux débris de Mammifères terrestres et se partage en trois termes (étage pampéen inférieur à *Tyotherium*, *Protopithecus*; étage pampéen *Éolithique*, et étage pampéen lacustre); on le considère comme représentant le Pliocène<sup>2</sup>.

Une épaisse couverture de graviers et de conglomérats s'étale alors sur le plateau patagonien; elle provient vraisemblablement de la Cordillère et doit être en relation avec l'époque glaciaire. Ensuite l'érosion creuse les vallées, et c'est alors seulement que la mer revient pour la troisième fois (*étage Querandinien*); mais elle s'écarte peu, surtout dans le Nord, de la côte actuelle, et la faune est très voisine de la faune actuelle. Cette transgression récente, post-glaciaire, est donc séparée des deux transgressions antérieures, caractérisées par des mollusques d'espèces exclusivement éteintes, par une lacune considérable, comprenant sans doute tout le Miocène et le Pliocène<sup>3</sup>. Il faudrait, dit Doering, faire des forages dans l'Océan, au large du cap Corrientes, pour retrouver les assises intermédiaires entre la deuxième et la troisième transgression.

[1. La formation araucanienne (subdivisée en étages *araucanien* proprement dit, *hermosien* et *pehuelche*) contient, dans son ensemble, une riche faune de Mammifères terrestres dont l'âge néogène n'est pas douteux. Le caractère relativement récent de cette faune résulte de l'apparition soudaine des Mastodontes, des Cerfs, des Camélidés (*Auchenia*), des Marsupiaux voisins des *Didelphis* actuels. Les Toxodontes y atteignent une taille gigantesque, phénomène précurseur de leur extinction prochaine.]

[2. La faune du terrain pampéen, remarquable par ses Edentés gigantesques (*Megatherium*, *Mytodon*, *Glyptodon*, etc.), est en partie connue depuis le milieu du siècle. L'introduction de formes de l'hémisphère boréal continue de s'y faire sentir sous la forme de Carnassiers du genre *Machairodus*, des Équidés, des Rhinocérotidés, des Tapiridés, des Suidés. — D'après H. von Ihering, la faune marine du *Piso belgranense* de F. Ameghino (= *Tchuelche*, J. B. Hatcher), qui fait encore partie de la formation pampéenne, est nettement quaternaire (Science, New York, N. S., I, 1895, p. 421-422; Revista do Museu Paulista, S. Paulo, 1896, n° 1); cette opinion est partagée par W. H. Dall (Mém. cité, p. 335). — Sur l'âge et l'origine du terrain pampéen, voir aussi S. Roth, *Beobachtungen über Entstehung und Alter der Pampasformation in Argentinien* (Zeitschr. Deutsch Geol. Ges., XL, 1888, p. 375-464, pl. XXII, XXIII : carte géol.); J. v. Siemiradzki, *Eine Forschungsreise in Patagonien* (Petermanns Mitteil., XXXIX, 1893, p. 49-62, pl. 5 : carte); W. Bodenbender, *Die Pampa-Ebene im Osten der Sierra von Cordoba in Argentinien. Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Pampa* (Ibid., XXXIX, 1893, p. 231-237, 259-264); Col. G. E. Church, *Argentine Geography and the Ancient Pampean Sea* (Geogr. Journ., XII, 1898, p. 386-401, 2 cartes, 2 pl. de profils; Scottish Geogr. Mag., XIV, 1898, p. 573-591).]

[3. Cette lacune est en partie comblée, dans le Sud de la Patagonie, par les *Cape Fairweather beds* de J. B. Hatcher.]

On voit ainsi s'affirmer, malgré une légère incertitude dans la détermination exacte de l'âge des couches, une remarquable concordance des conclusions auxquelles ont été conduits, chacun de leur côté, et dans trois régions fort éloignées les unes des autres, trois observateurs habiles. Neumayr, à Vienne, trouve qu'au début de l'étage pontique, limite généralement reconnue entre le Miocène et le Pliocène, les lignes de rivage de la région méditerranéenne étaient situées plus bas que de nos jours, et qu'il existe pour l'époque pontique, c'est-à-dire pour le début du Pliocène, une discontinuité dans la série des formations marines. Heilprin, à Philadelphie, déclare que le Pliocène fait défaut sur le littoral atlantique des États-Unis et que les couches miocènes y sont séparées par une lacune des bancs coquilliers beaucoup plus récents qui leur font suite. Doering, à Cordoba, arrive à ce résultat que, sur la côte de Patagonie, le rivage a subi une très forte régression par rapport à l'état actuel, que le continent a atteint son maximum d'extension à la limite entre le Miocène et le Pliocène<sup>1</sup>, et que les couches tertiaires marines, dont l'âge paraît être oligocène, sont séparées des bancs coquilliers post-glaciaires par une grande lacune.

Revenons à ces bancs coquilliers querandiniens. Ce sont les formations récentes qui ont été si bien décrites par Darwin. Doering, qui a suivi sur 20 degrés de latitude les traces si régulières de ces oscillations, n'hésite pas à conclure qu'il est impossible d'attribuer des mouvements de ce genre à des déplacements de la terre ferme. Ce mouvement présente en outre une particularité remarquable : *son amplitude va en augmentant vers le sud*. A l'embouchure du Rio de la Plata, les bancs coquilliers querandiniens se montrent à l'altitude de 20 à 30 mètres; ils s'élèvent vers le sud, et dans l'extrême Sud on les observe à 100 mètres, entourés de terrasses dont le niveau atteint 300 ou 400 mètres<sup>2</sup>. Nous aurons à revenir sur ces faits dans un chapitre ultérieur.

5. **Formations calcaires récentes.** — De graves difficultés se rattachent à la question du dépôt des calcaires actuels, et en

[1. Voir les articles de F. v. Ihering et H. Ameghino, *Sobre las antiguas Conexiones del Continente Sud Americano... y la fauna cocena Argentina* (Rev. Arg. Hist. Nat., I, 1891, p. 121-126).]

[2. O. Nordenskjöld, *Tertiary and Quaternary Deposits in the Magellan Territories* (Amer. Geologist, XXI, 1898, p. 300-309); *Über die posttertiären Ablagerungen der Magellansländer nebst einer kurzen Übersicht ihrer tertiären Gebilde* (Svenska Expeditionen till Magellansländerna, Bd. I, n° 2, in-8°, Stockholm, 1898, p. 13-76, pl. I-VI); *Explanatory Notes to accompany the Geological Map of the Magellan Territories* (Ibid., carte).]

particulier au problème de l'origine des îles coralliennes, souvent annulaires, qui émergent des grandes profondeurs marines. Darwin a distingué trois sortes de constructions coralliennes : les *récifs frangeants*, directement appliqués contre un continent ou contre un rocher isolé; les *récifs-barrières*, séparés de la terre ferme par un chenal profond; enfin les *atolls* annulaires, dont le point d'attache est un simple récif, surgissant au milieu de la lagune ou même complètement invisible. Darwin a essayé d'expliquer le passage de l'un de ces types au type suivant par un affaissement lent du fond des mers dans la zone torride. Dana a adopté cette hypothèse, en l'appuyant sur des observations très nombreuses. C'est la *théorie de l'affaissement* de Darwin; mais il est à peine besoin de faire remarquer qu'en admettant cette théorie, un relèvement des mers dans les régions équinoxiales conduirait exactement au même résultat que l'affaissement du lit de l'Océan. Les deux naturalistes dont nous venons de rappeler le nom n'ignoraient pas, d'ailleurs, qu'à côté de ces îles supposées en voie d'affaissement, un grand nombre d'autres îles paraissent être en voie d'élévation, et ils ont cherché l'un et l'autre à montrer qu'il existe des zones ou des régions d'affaissement et d'exhaussement <sup>1</sup>.

Wilkes, le chef de l'expédition américaine dont Dana faisait partie, s'éleva contre l'opinion de Darwin, ayant été frappé, à ce qu'il semble, par la vue de quelques récifs soulevés, c'est-à-dire mis à sec par un mouvement négatif. En 1855, l'opinion de Darwin fut combattue avec plus de force encore par J. C. Ross, après un séjour de plusieurs années à l'île des Cocos (Atoll Keeling), île qui avait été le point de départ des observations de Darwin. Ross faisait ressortir l'inexactitude des indications de Darwin sur l'affaissement récent de l'île des Cocos, et plus tard H. Forbes a montré, en effet, que, dans l'espèce, Darwin avait été victime d'une illusion. La note de Ross sur cette question pêche malheureusement par l'obscurité des vues qui y sont énoncées au sujet de l'activité volcanique et par quelques

1. Ch. Darwin, *The Structure and Distribution of Coral Reefs* [1842], 2<sup>d</sup> ed., in-8° London, 1874 [Trad. française par L. Cosserat, in-8°, Paris, 1878; 3<sup>d</sup> ed., with an Appendix by T. G. Bonney, London, 1889; Popular ed., with a Critical Introduction by J. W. Judd, London, 1889]; J. D. Dana, *Corals and Coral Islands*, in-8°, London, 1872 [2<sup>d</sup> ed., London, 1885; 3<sup>d</sup> ed., New York, 1890] et *Origin of Coral Reefs and Islands* (Amer Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XXX, 1885, p. 89-105 et 169-191, pl. II). [Voir aussi, du même, *Manual of Geology*, 4<sup>th</sup> ed., in-8°, New York, 1895, p. 144-152, etc. — Pour un historique des théories formulées sur l'origine des récifs coralligènes avant les travaux de Darwin, voir L. Böttger, *Geschichtliche Darstellung unserer Kenntnisse und Meinungen von den Korallenbauten* (Zeitschr. f. Naturwiss., Halle, LXIII, 1890, p. 241-304).]

autres défauts, qui s'expliquent et s'excusent par le long séjour de l'auteur dans ces îles éloignées de toutes ressources; elle contient néanmoins de précieuses indications. Ross signale le fait que les îles coralliennes soulevées du Pacifique ont sensiblement la même altitude, et que tout se présente comme si la surface entière du Grand Océan s'était soudainement abaissée, par suite de l'affaissement d'une ou de plusieurs régions du fond des mers vers le centre de la terre. Ross remarque ensuite que Darwin distinguait de longues zones de soulèvement et d'affaissement, alors qu'on observe au contraire sur la même ligne, à côté les unes des autres ou en alternance, des îles soulevées (récifs émergés) et des îles qui, d'après les vues de Darwin, se seraient affaissées (atolls). La répartition des récifs coralliens serait influencée par les courants qui apportent la nourriture<sup>1</sup>.

Enfin, dans ces dernières années, Semper, Rein et Murray ont remis sérieusement en question la justesse de la théorie de Darwin, en montrant que l'accroissement des bancs de coraux se fait toujours par le bord externe des récifs, où abonde la nourriture, et que la mort des parties internes détermine des formations annulaires, sans qu'il y ait lieu de faire intervenir le moindre affaissement du fond<sup>2</sup>.

Nous avons dû aborder ici l'examen de cette question, si impor-

1. J. C. Ross, *Review of the Theory of Coral formations set forth by Ch. Darwin* (Natuurk. Tijdschr. voor Nederl. Indië, Batavia, VIII, 1855, p. 1-43) [Tout récemment, l'auteur a renouvelé ses objections à la théorie de Darwin, dans le Rep. Australasian Assoc. Adv. Sc., IV, 1892, Proc., p. 359-360]; H. O. Forbes, *Notes on Keeling Island* (Proc. R. Geogr. Soc., New ser., I, 1879, p. 777-784, carte). [Voir aussi H. B. Guppy, *The Cocos-Keeling Islands* (Scottish Geogr. Mag., V, 1889, p. 281-297, 457-474, 569-588, carte).]

2. C. Semper, *Die Risse und das Leben im Meere* (Zeitschr. f. wiss. Zool., XIII, 1863, p. 363-369; réimpr. dans son ouvr. : *Die Philippinen und ihre Bewohner*, in-8°, Würzburg, 1869, p. 100-109); et *Die natürlichen Existenzbedingungen der Thiere*, in-8°, Leipzig, II, 1880, p. 39-93 et 261; J. J. Rein, *Beiträge zur physischen Geographie der Bermuda-Inseln* (Bericht üb. d. Senckenbergische Naturf. Ges., Frankfurt a. M., 1869-70, p. 140-158); et *Die Bermudas-Inseln und ihre Korallenriffe, nebst einem Nachtrage gegen die Darwin'sche Senkungstheorie* (Verhandl. I. deutsch. Geographentages, Berlin, 1882, in-8°, p. 29-46); J. Murray, *On the Structure and Origin of Coral Reefs and Islands* (Proc. Royal Soc. Edinburgh, X, 1879-80, p. 505-518). [Un grand nombre d'écrits ont été consacrés à la théorie du mode de formation des récifs coralliens depuis dix ans. Les principaux sont les suivants : H. B. Guppy, *A Criticism of the Theory of Subsidence as affecting Coral Reefs* (Scottish Geogr. Mag., IV, 1888, p. 121-137; 2 cartes); J. Murray, *Structure, Origin, and Distribution of Coral Reefs and Islands* (Proc. Royal Instit. of Great Britain, XII, 2, n° 82, 1889, p. 251-262; Nature, XXXIX, 1888-89, p. 424-428; XL, 1889, p. 222); J. Murray and R. Irvine, *On Coral Reefs and other Carbonate of Lime Formations in Modern Seas* (Proc. Royal Soc. Edinburgh, XVII, 1889-90, p. 79-109; Nature, XLII, 1890, p. 162-166); A. Supan, *Neuere Beiträge zur Korallenriff-Theorie* (Petermanns Mitteil., XXXV, 1889, p. 200-202); R. Langenbeck, *Die Theorien über die Entstehung der Koralleninseln und Korallenriffe und ihre Bedeutung für geophysische Fragen*, in-8°, 190 p., Leipzig, 1890; Aug. Bernard, *Les Récifs de coraux* (Annales de Géogr., II, 1892-93, p. 281-295); A. Agassiz, *Some recent*

tante au point de vue de la statique des mers, parce que les formations calcaires modernes se trouvent soudées en bien des points aux dépôts calcaires du Tertiaire récent, et que leur limite réciproque est parfois difficile à préciser. Les exemples de cette continuité apparente ne sont pas rares. A *Antigua*, il existe des bancs miocènes qui arrivent jusqu'à la mer, mais on n'éprouve aucune difficulté à les différencier d'avec les bancs récents (II, p. 221, fig. 44). Cette distinction est beaucoup plus délicate pour les calcaires étudiés par Lorié à *Curaçao*, à *Aruba* et au *Venezuela*<sup>1</sup>. Peut-être est-elle bien plus difficile encore en *Floride*. Les espèces se modifient et se remplacent peu à peu; le nombre des formes identiques avec celles de la faune actuelle va en augmentant, et la faune marine des Antilles se présente aujourd'hui, de même que celle de la Méditerranée européenne, comme le résultat de la juxtaposition d'éléments différant par leur âge et par leur origine.

Pour aboutir à un coup d'œil d'ensemble, je présenterai d'abord quelques faits relatifs au domaine atlantique, en particulier à la Floride, aux Antilles et aux Bermudes, puis je ferai connaître rapidement les traits principaux de la structure des récifs coralliens épars sur de si vastes surfaces dans le Pacifique.

La péninsule de *Floride* est formée vers le N. et le N.W., comme je l'ai dit à plusieurs reprises, de calcaire à Orbitoïdes du Tertiaire moyen, sur lequel s'appuie du côté de l'Océan une bordure miocène venant du nord; vers le sud apparaissent en outre des bancs calcaires plus récents, jusqu'à ce que le plateau, dans les Everglades, atteigne à peu près le niveau actuel de la mer. Plus au sud encore, ce plateau constitue les rives capricieusement découpées de la baie de Floride; sous un fond de quelques brasses d'eau seulement, cette dernière est formée par une plaine

*views on the Theory of the Formation of Coral Reefs* (Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard Coll., XXVI, n° 1, 1894, p. 170-187); G. Gerland, *Vulkanistische Studien, I. Die Koralleninseln, vornehmlich der Südsee* (Beitr. z. Geophysik, II, 1894, p. 23-70); R. Langenbeck, *Die neueren Forschungen über die Korallenriffe* (Geogr. Zeitschr., III, 1897, p. 514-529, 566-581, 634-643); F. Dahl, *Zur Frage der Bildung von Koralleninseln* (Zool. Jahrb., Abt. . Systematik, XI, 1898, p. 141-150); Ch. Hedley, *The Broadening of Atoll-islets* (Natural Science, XII, 1898, p. 174-178); M. Caullery, *Les récifs coralliens* (Annales de Géogr., IX, 1900, p. 1-16, etc.). — Voir aussi A. Penck, *Morphologie der Erdoberfläche*, II, Stuttgart, 1894, p. 516-523, 586-596, 623, 641-661; J. Walther, *Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Beobachtungen über die Bildung der Gesteine und ihrer organischen Einschlüsse*, in-8°, 1893-94; W. M. Davis and W. H. Snyder, *Physical Geography*, in-12, Boston, 1898, p. 374-383, fig. 240-250; A. de Lapparent, *Traité de Géologie*, 4° éd., Paris, 1900, p. 359-391; et surtout le Recueil anglais *Nature* (London), *passim*.]

<sup>1</sup> J. Lorié, *Fossile Mollusken von Curaçao, Aruba und der Küste von Venezuela* (Sammlungen d. Geol. Reichsmuseums in Leiden, 2. Ser., I, 1887, p. 111-149, 2 pl.).

horizontale de vase calcaire : là s'accumulent les matériaux destinés à l'édification d'un nouveau plateau calcaire, semblable à celui dont la presque île fait partie<sup>1</sup>.

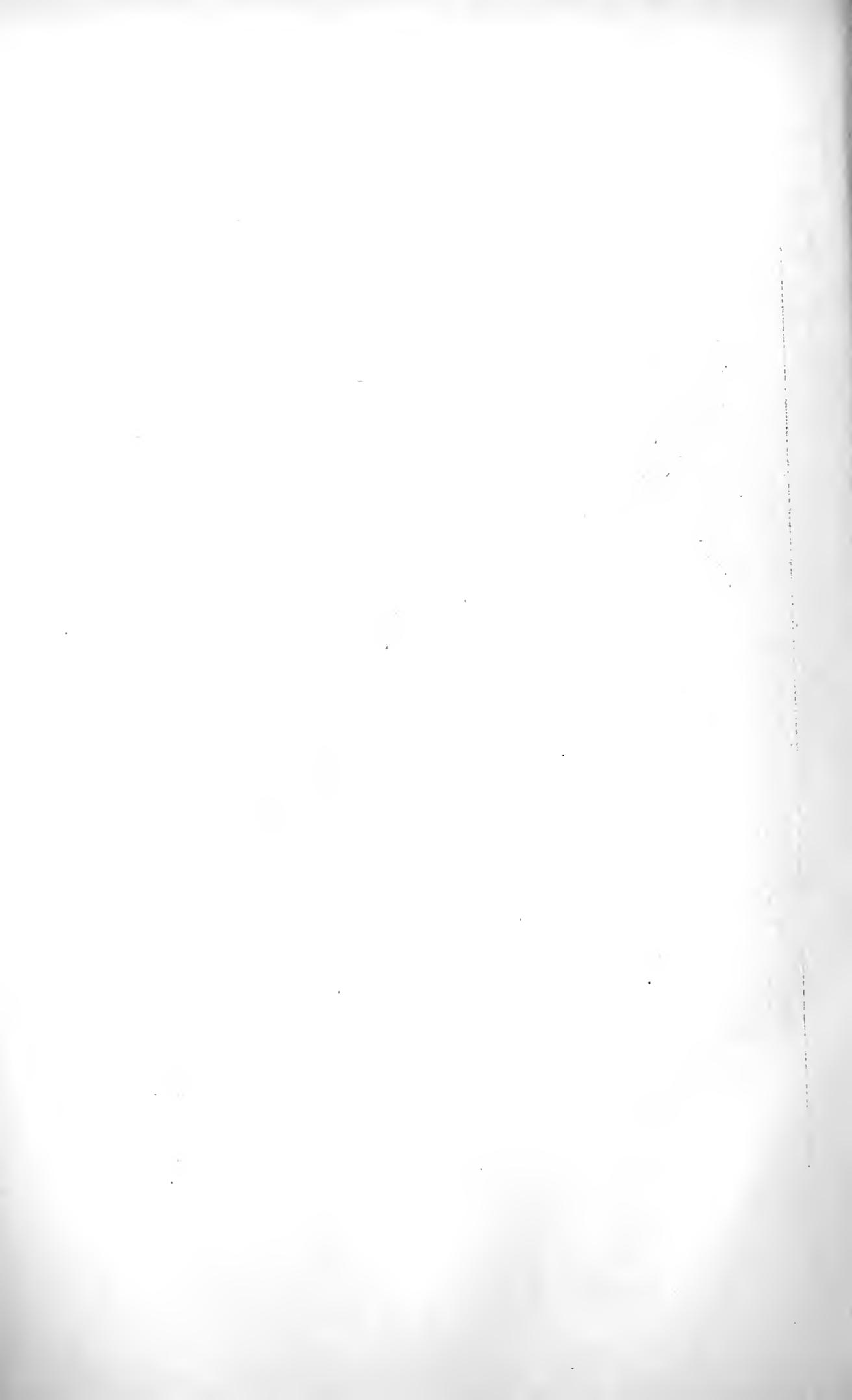
La baie de Floride et son prolongement septentrional, la baie de Key Biscayne, sont séparées de l'Océan par une longue rangée d'îles basses, les Keys, qui, ordonnées en une courbe régulière, s'étendent depuis l'éperon de Virginia Key, au nord, d'abord vers le sud, puis, en se recourbant vers l'ouest, jusqu'au banc situé en dehors des Marquesas, et même au delà, jusqu'aux îles Tortugas (fig. 93). Dès 1863, E. B. Hunt a montré que cette courbe était déterminée par le contre-courant qui, partant du nord, passe entre le continent et le Gulf Stream; ce contre-courant délimite la zone de croissance des récifs, en charriant du nord au sud les particules détritiques et en apportant la nourriture des coraux. De son côté, Alex. Agassiz a exposé d'une manière fort instructive les phénomènes dont cette région est actuellement le théâtre, et montré comment le ressac et les tempêtes, attaquant les constructions organiques, les réduisent à l'état de boue blanche, impalpable, et comment cette boue est transportée pendant les tempêtes, le long des Keys et dans leurs intervalles, jusque dans la grande baie tranquille de Floride, pour y être étalée par le jeu des marées et s'y déposer sous la forme de vase calcaire. Sur la côte occidentale de Floride, cette accumulation de calcaire se poursuit également très loin vers le nord, avec un simple revêtement de coraux, formant comme une croûte superficielle, et souvent ces coraux meurent étouffés par la boue calcaire qui pénètre dans leurs calices. Ce n'est pas le fond de la mer qui s'est soulevé jusqu'à la hauteur à laquelle les Polypiers peuvent s'établir, dit Agassiz, mais bien les sédiments qui se sont accumulés jusqu'à cette hauteur. Quant à l'archipel des Keys, comme aux Marquesas (fig. 94) et surtout aux Tortugas, il s'y est produit, sous la seule influence des courants qui apportent la nourriture aux Polypiers, une disposition plus ou moins annulaire, qui permet de placer ces récifs dans le groupe des atolls<sup>2</sup>.

Nous avons ainsi sous les yeux un premier exemple de forma-

[1. Sur la géologie de la Floride, voir ci-dessus, p. 511, note 4; et N. S. Shaler, *The Topography of Florida* (Bull. Mus. Comp. Zoöl. Harvard Coll., XVI, n° 7, 1890, p. 139-156, 1 pl.); Alex. Agassiz, *The Elevated Reef of Florida* (Ibid., XXVIII, n° 2, 1896, p. 29-51, pl. I-XVII); L. S. Griswold, *Notes on the Geology of Southern Florida* (Ibid., p. 52-62, pl. XVII-XXVI); *Note on the Florida Reef* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>e</sup> Ser., XLIX, 1893, p. 154-155).]

2. Alex. Agassiz, *The Tortugas and Florida Reefs* (Mem. Amer. Acad. Arts and Sc., Cambridge, Centennial Volume, XI, 1882 (1885), p. 107-133, 12 cartes et pl.).





tion d'un plateau calcaire, à l'époque actuelle, qui nous fait comprendre du même coup les objections que l'on a opposées à la théorie de la formation des atolls par affaissement du fond de la mer.

De semblables accumulations de vase calcaire et de débris d'organismes se montrent sur de vastes étendues en d'autres points de la région des Indes Occidentales, par exemple au voisinage de Cuba

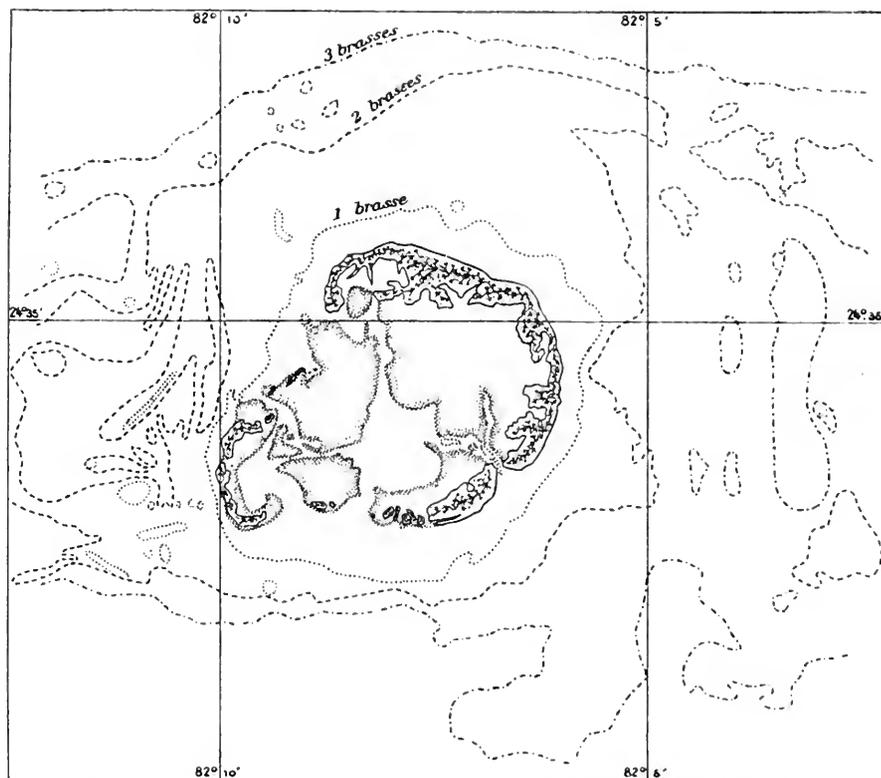


FIG. 94. — Atoll des Marquesas (Floride), d'après la carte du *Coast Survey* (in A. Agassiz, *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology*, XXVIII, n° 2, 1896, p. 49). — Échelle de 1 : 200 000.

et surtout le long du plateau tertiaire qui constitue la péninsule du Yucatan<sup>1</sup>; là, le *récif d'Alacran* (rocher du Scorpion) se présente comme un atoll en fer à cheval (fig. 95), superposé aux sédiments calcaires récents et s'étant formé sans doute, comme les Tortugas et les Marquesas, sans aucun déplacement appréciable des rivages.

On observe dans plusieurs localités des Antilles les traces d'un mouvement négatif. Je ne parle pas ici des banes calcaires situés à

[1. Les récifs coralliens s'étendent même jusqu'aux environs de La Vera-Cruz A. Heilprin, *The Corals and Coral Reefs of the Western Waters of the Gulf of Mexico* (Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, 1890, p. 303-316, pl. 6, 7).]

une grande altitude dont l'âge précis est inconnu, et dont les plus élevés, à Cuba et à la Jamaïque, quoiqu'ils aient été assimilés à ces formations coralligènes, sont en réalité beaucoup plus anciens et appartiennent peut-être même au terrain crétacé<sup>1</sup>; mais on connaît aussi des traces du même genre au voisinage des lignes de rivage actuelles. Sur toute la côte orientale de Floride, presque jusqu'au point où commencent les Keys, il existe une brèche co-



FIG. 95. — Récif d'Alacran, d'après A. Agassiz (*Memoirs of the American Academy*, Cambridge, Centennial Volume, XI, 1888, pl. V). — Échelle de 1 : 320 000 environ.

quillière, la *Coquina of St. Augustine*, qui borde le littoral et que l'on considère comme l'indice d'un mouvement négatif de 10 à 20 pieds [3 à 6 m.] d'amplitude. On retrouve ce repère dans plusieurs îles des Antilles; un exemple bien connu est la Basse-Terre de la Guadeloupe, qui est entourée d'un récif corallien très récent. Mais il ne faut pas oublier que la hauteur au-dessus du niveau de la mer de la dernière entaille ou du dernier palier horizontal ne constitue pas un critérium décisif pour apprécier

l'importance des déplacements survenus au cours de la phase actuelle (II, p. 33).

Au nombre des fragments actuellement émergés par suite de

1. W. A. Crosby, *On the elevated Coral Reefs of Cuba* (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XXII, 1882-83, p. 124-130); les gradins de calcaire sont à 30 pieds [9 m.], 200-250 pieds [60-76 m.] et 500 pieds [152 m.] d'altitude; le calcaire du Yunque, à 1 800 pieds [548 m.], qui est tout à fait différent, est néanmoins considéré par Crosby comme faisant partie du même groupe. [Sur les récifs soulevés de Cuba, voir R. T. Hill, *Notes on the Tertiary and later History of the Island of Cuba* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLVIII, 1894, p. 196-212); *Notes on the Geology of the Island of Cuba based upon a Reconnaissance made for Alexander Agassiz* (Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard Coll., XVI, n° 5, p. 243-288, pl. 9, 1895); *Cuba* (Na-

mouvements semblables, il faut compter l'île de *Sombrero*, située par 18° 36' de lat. N., entre les îles Vierges et les petites Antilles, dans la direction de l'Océan.

D'après Sawkins, Sombrero n'a guère plus d'un mille marin de long, et sa largeur la plus grande atteint à peine le tiers de sa longueur. Sur tout son pourtour, l'île est bordée par une falaise à pic ou surplombante, haute de 25 à 40 pieds [7 à 12 m.], avec des profondeurs de 12 à 14 brasses [20 à 25 m.] à la base. La plus grande différence de niveau dans l'intérieur de l'île n'est que de 10 pieds [3 m.]; sa surface entière est découpée par des ravins. « On pourrait difficilement contempler ou concevoir un paysage plus triste et plus désolé. »

Toute l'île est formée

tional Geogr. Mag., Washington, IX, 1898, p. 193-242, cartes et fig.); A. Agassiz, *A Reconnaissance of the Bahamas and of the Elevated Reefs of Cuba* Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard Coll., XXVI, n° 1, 1894, p. 108-136, nombr. pl.). Sur ceux de la Jamaïque, voir R. T. Hill, *The Geology and Physical Geography of Jamaica* (Ibid., XXXIV, 1899, 256 p., 41 pl.)

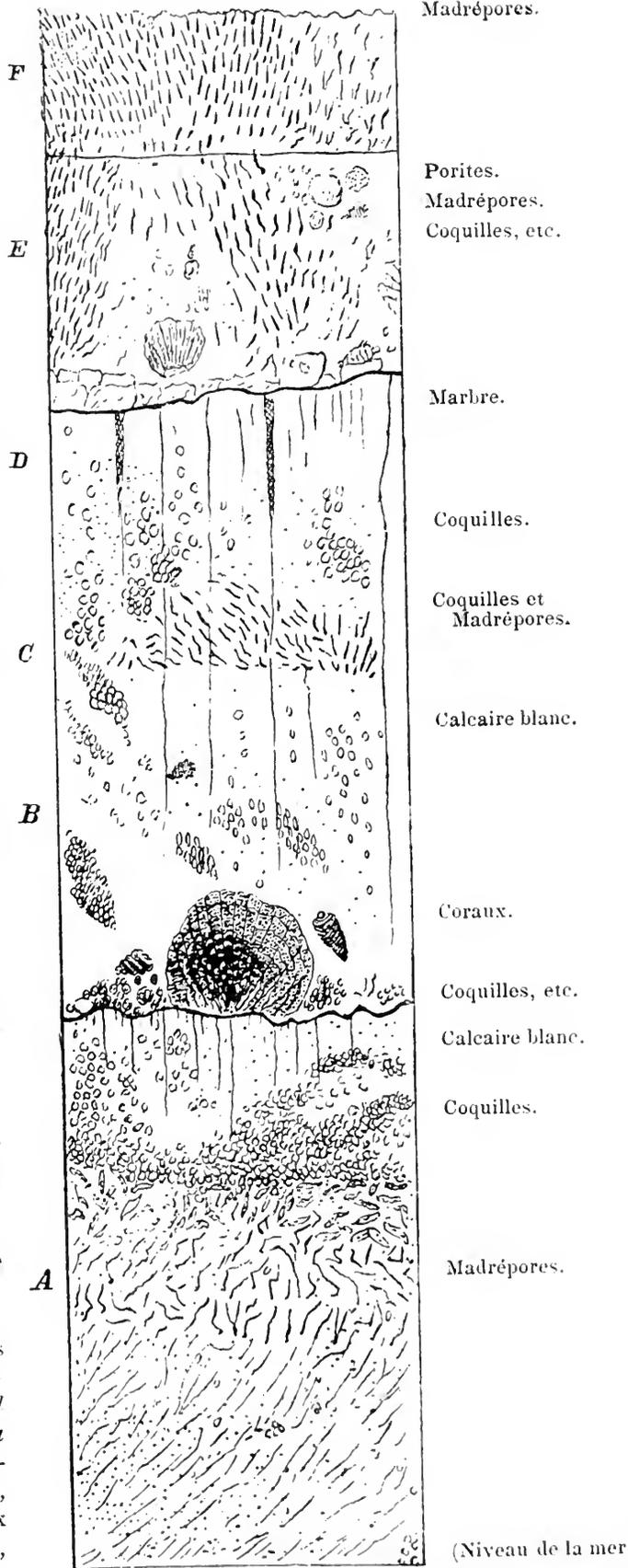


FIG. 96. — Bancs calcaires de Sombrero, d'après Al. Julien. — Échelle de 1 : 60.

de calcaire. Les coquilles que renferme ce calcaire appartiennent à la faune actuelle, à l'exception d'une *Bulla* très abondante, qui paraît identique à *B. granosa* du Tertiaire moyen des Antilles. On observe dans le calcaire de Sombrero des fentes remplies de phosphate, qui représentent évidemment les restes de couches de guano aujourd'hui disparues. Ces dépôts ont, dès 1856, attiré l'attention sur cette île déserte, et Alex. Julien a donné une description de ces gisements<sup>1</sup>.

On peut y distinguer six bancs calcaires horizontaux et superposés, désignés à partir du niveau de la mer par les lettres *A* à *F* (fig. 96). Sur les parois des falaises on observe seulement, d'habitude, deux joints de stratification, qui se distinguent grâce à la nature différente du remplissage; ces joints se placent entre *A* et *B* et entre *D* et *E*. Une autre distinction est fournie par la couleur grise de la couche *D*, qui tranche sur la teinte absolument blanche des autres assises. Des lits de guano se sont formés, selon Julien, au moins à trois époques différentes. Chaque fois, la couverture de guano a été détruite par la mer, qui en a laissé des vestiges dans les fentes de la roche. De ces faits et aussi de la nature des bancs calcaires, Julien conclut que l'île a été successivement émergée et submergée à plusieurs reprises; cet auteur a même essayé de représenter graphiquement ces oscillations, et il admet, pour la seule période correspondant au dépôt des quelques bancs visibles, huit soulèvements et neuf affaissements du sol de l'île.

L'analogie de ces bancs avec ceux des Alpes Orientales est des plus évidentes. Que l'on considère ou non chaque banc comme l'équivalent d'une oscillation, il n'en est pas moins certain qu'il s'est formé à Sombrero des couches qui ressemblent extraordinairement aux terrains calcaires stratifiés des époques anciennes.

Les bancs calcaires qui, dans les Antilles, s'élèvent à l'intérieur de la ceinture des récifs coralliens, sont percés de grottes nombreuses et très étendues. Aux Bahama, où une série d'anciennes lignes de rivage se laisse facilement reconnaître, on observe sur plusieurs points de semblables grottes. Ainsi Sharples a décrit celles des *îles Caïques*, dans le voisinage des îles Turques; leur plancher est recouvert de terre rouge, de gypse et de guano<sup>2</sup>. Je

1. Sawkins, *Report on the Geology of Jamaica*, I, p. 261; Cleve, *On the Geology of the North-Eastern West India Islands* (K. Sv. Vetensk.-Akad. Handl., IX, n° 12, 1871, p. 21); Al. A. Julien, *On the Geology of the Key of Sombrero* (Annals Lyceum Nat. Hist. New York, VIII, 1867, p. 251-278, pl.).

2. S. P. Sharples, *Turks Island and the Guano Caves of the Caicos Islands* (Proc.

ne pense pas qu'il soit possible de douter que ces calcaires découpés en terrasses et perforés de grottes ne soient plus anciens que le récif vivant qui les entoure. Cette antériorité est d'ailleurs confirmée par le fait que Pomel et Cope ont découvert dans des grottes analogues, sur la petite île d'*Anguilla*, des débris d'animaux terrestres d'espèces éteintes; cette constatation permet aussi de conclure à la haute antiquité du mouvement négatif.

En résumé, de petits atolls annulaires sans lagune profonde, comme les Tortugas et l'îlot d'Alacran, peuvent se former sans déplacement positif sensible des lignes de rivage. Les Keys actuelles de la Floride ont dû être édifiées depuis le dernier mouvement négatif. Si un mouvement positif se produit actuellement, l'amplitude en est si faible que les sédiments peuvent s'accumuler dans la même mesure. Les mouvements négatifs et la formation de grottes avec débris d'animaux terrestres éteints remontent à une époque bien antérieure. Il n'est pas improbable que de petites oscillations aient déterminé la séparation du calcaire en banes; Sombrero ferait pencher vers cette hypothèse, toutefois dans la baie de Floride, on peut facilement expliquer les changements survenus dans la nature des sédiments sans avoir recours aux oscillations des lignes de rivage, soit par la simple fermeture ou l'agrandissement des détroits qui séparent les Keys les unes des autres, soit par une évaporation plus active ou de diverses autres manières.

Aux *Bermudes* (fig. 97), on a eu la rare bonne fortune de pouvoir étudier la structure d'un semblable groupe d'îles au-dessous du niveau de la mer. Nelson, Jones, Rein, les naturalistes du *Challenger* et Rice ont décrit cet archipel<sup>1</sup>. Un récif extérieur ré-

Boston Soc. Nat. Hist., XXII, 1882-83, p. 242-252). [Voir aussi J. L. Northrop, *Notes on the Geology of the Bahamas* (Trans. New York Acad. Sc., X, 1890, p. 4-22); Alex. Agassiz, *Observations in the West Indies, in a Letter to J. D. Dana* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLV, 1893, p. 358-362); et *A Reconnaissance of the Bahamas and of the Elevated Reefs of Cuba in the Steam Yacht "Wild Duck", January to April 1893* (Bull. Mus. Comp. Zoöl., Harvard Coll., XXVI, n<sup>o</sup> 1, 1894, p. 1-203, 47 pl.)]

1. R. J. Nelson, *On the Geology of the Bermudas* (Trans. Geol. Soc. London, 2<sup>d</sup> Ser., V, 1840, p. 403; lu en 1834); Rein, *Mém. cité*; J. M. Jones, *Recent Observations on the Bermudas* (Nature, VI, 1872, p. 262); C. Wyville Thomson, *The Voyage of the "Challenger", the Atlantic*, in-8<sup>o</sup>, London, 1877, I, p. 290-357; W. N. Rice, *The Geology of Bermuda* (in Jones and Goode, *Contributions to the Natural History of the Bermudas*, I (Bull. U. S. Nat. Mus., n<sup>o</sup> 25), in-8<sup>o</sup>, Washington, 1884, p. 1-32). [Voir aussi J. W. Fewkes, *On the Origin of the present Form of the Bermudas* (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XXIII, 1888, p. 518-522); A. Heilprin, *The Bermuda Islands. A Contribution to the Physical History and Zoology of the Somers Archipelago. With an Examination of the Structure of Coral Reefs*, in-8<sup>o</sup>, 231 p., 17 pl., Philadelphia, 1889; Alex. Agassiz, *Notes from the Bermudas. From a Letter to Prof. J. D. Dana* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLVII, 1894, p. 411-416); et *A Visit to the Bermudas in March, 1894* (Bull. Mus. Comp. Zoöl., Harvard

cent borde au S.E. le flanc des hautes îles, puis s'en écarte vers le S.W. et vers le N., de façon à constituer à une assez grande distance un large anneau ovalaire, qui enferme ainsi toutes les hautes îles et une lagune étendue. Ces îles atteignent 250 pieds [75 m.] d'altitude et se composent, au-dessus du niveau de la mer, d'une roche spéciale (*Drift-Rock*), formée de débris organiques que les tempêtes ont amenés à ces hauteurs et qui ont été ensuite con-

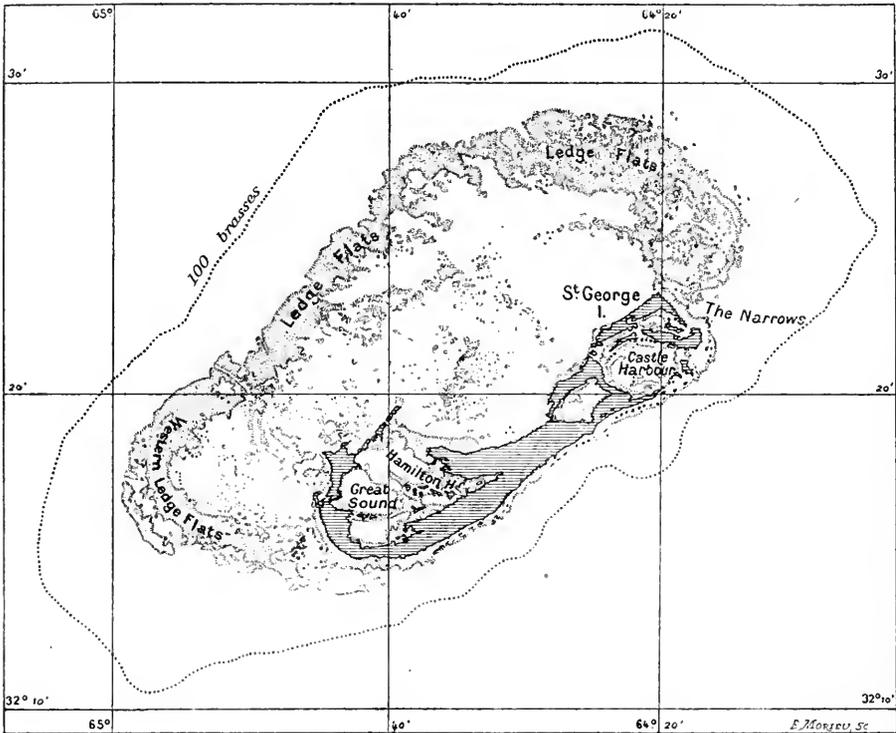


FIG. 97. — Archipel des Bermudes, d'après A. Agassiz (*Bulletin of the Museum of Comparative Zoology*, XXVI, n° 2, 1893, pl. 1). — Échelle de 1 : 500 000.

solidés en un calcaire plus ou moins dur ou caverneux, sous l'influence des eaux pluviales. Une terre rouge recouvre ces îles, pénètre dans les fentes du calcaire blanc et constitue aussi le sol sur lequel croissent les racines. Des grottes existent dans ce calcaire, avec des stalactites suspendues au plafond. Sur certains points, il semble y avoir des traces d'oscillations; à Stocks Point, Rice décrit un conglomérat de rivage, formé de blocs de *Drift-Rock* et contenant à la fois des coquilles marines de grandes dimensions et des masses

Coll., XXVI, n° 2, 1893, p. 209-281, 30 pl.); J. J. Stevenson, *Notes on the Geology of the Bermudas* (Trans. New York Acad. Sc., XVI, 1897, p. 96-124, pl. VIII-X); R. S. Tarr, *Changes of Level in the Bermuda Islands* (Amer. Geologist, XIX, 1897, p. 293-303, pl. XVI-XVIII).]

compactes de terre rouge; ce conglomérat est intercalé au milieu du *Drift-Rock* à coquilles terrestres.

A l'entrée de Hamilton Harbour, on a établi en 1870 des mines sous-marines, et d'après Jones, on a découvert à 6 brasses de profondeur [41 m.] une grotte avec des stalactites et de la terre rouge. Ces travaux ont été continués plus tard, sur une grande échelle, en vue de l'établissement des docks. A — 25 pieds [7 à 8 m.] existait de la vase calcaire, épaisse de 5 pieds [1 m. 50]; au-dessous il y avait un sable corallien poreux, avec débris de *Diploria* et de coquilles; ensuite venait à environ — 45 pieds [13 m.] une couche tourbeuse, ou plutôt un ancien sol végétal, avec des troncs d'arbres debout, des coquilles terrestres et des os d'oiseaux. Cette couche reposait sur un calcaire dur.

La réalité d'un mouvement positif est donc, aux Bermudes, parfaitement établie; cependant Rice montre avec un très haut degré de vraisemblance, en s'appuyant sur d'anciennes indications, que depuis 1609 il n'est survenu aucun changement important. Si ce mouvement continue à se produire, il ne peut être qu'excessivement lent. —

Si nous abordons maintenant le *domaine du Pacifique*, nous aurons d'abord à mentionner le fait que, du moins dans les régions voisines de cet Océan du côté de l'ouest, les exemples de continuité entre les formations calcaires récentes et celles des périodes antérieures ne sont pas rares.

Les dépôts tertiaires prennent une part importante à la constitution de l'archipel situé à l'ouest de la Nouvelle-Guinée, et des calcaires récents s'y appliquent sur ces lambeaux tertiaires. L'archipel d'*Aroe* consiste, d'après la description de Riedel, en 12 grandes et 83 petites îles; toutes sont des fragments d'une même plate-forme calcaire. Cinq bras de mer fort étroits, dont la largeur ne dépasse pas celle d'un fleuve, séparent les six îles principales, qui forment dans leur ensemble un plateau long de 180 kilomètres, avec une surface faiblement ondulée, couverte de marécages où vivent des mollusques d'eau saumâtre. La partie sud-est de ces îles, qui est la plus haute et s'élève jusqu'à 50 mètres, est occupée par des couches tertiaires récentes (II, p. 271).

Le plateau de *Bunda*, dans le Sud de l'Australie, montre quelle étendue peut atteindre une table de calcaire émergée de l'époque tertiaire.

Même à *Viti Levu*, on a recueilli des fossiles tertiaires (II, p. 265).

Dans le domaine des récifs coralligènes du Pacifique, il existe, comme aux Antilles, des traces nombreuses de mouvements négatifs. Des plateaux calcaires, présentant une surface horizontale, font saillie au-dessus de la corniche des récifs vivants; parfois ils s'étagent ou montrent le long des falaises une succession de terrasses horizontales. D'immenses grottes à stalactites les parcourent, et au sommet se trouve de la terre rouge. Des masses calcaires de ce genre se montrent çà et là jusque fort avant dans l'Est, jusqu'à l'île Henderson (Élisabeth), au delà des Pomotou; cette île, d'après Beechey, a 80 pieds de haut [25 m.], avec des falaises escarpées, et est formée par un calcaire à cassure conchoïde, rappelant l'aspect des calcaires mésozoïques<sup>1</sup>. Nulle part, néanmoins, l'altitude de ces plateaux ne semble dépasser 100 mètres, et on ignore quel rôle le *Drift-Rock* joue dans leur constitution<sup>2</sup>.

Dans la partie sud des *Palaos*, les traces de déplacement négatif sont si évidentes que Semper était disposé à rattacher la formation de ce groupe d'îles non pas, comme Darwin, à un affaissement, mais à un soulèvement du fond de la mer. Les falaises calcaires y atteignent 250 pieds [75 m.], avec une arête supérieure parfaitement horizontale; vers l'est, elles n'ont que 80 pieds de hauteur [25 m.], leur sommet restant toujours aplati<sup>3</sup>.

Sur les pentes des îles du *détroit de Bougainville*, dans le groupe des îles Salomon, s'élèvent des gradins réguliers, que Guppy considère comme autant de récifs-barrières soulevés<sup>4</sup>.

L'un des exemples les plus remarquables se montre dans l'*archipel des Loyalty*, qui constitue une sorte de bordure extérieure à la Nouvelle-Calédonie (II, p. 263, fig. 49). Ces îles s'alignent en une longue rangée. La première est le *récif de l'Astrolabe*, situé à peu près au niveau de la mer. La deuxième est *Ouvéa* (fig. 98),

1. Capt. F. W. Beechey, *Narrative of a Voyage to the Pacific and Beerings Straits*, n-4°, London, 1831, I, p. 55-58 et 187.

[2. M. Strehl a montré que l'altitude atteinte dans ces régions par les calcaires coralliens est bien plus considérable; *Negative Strandverschiebungen im Gebiete des südwestlichen Pacific* (Zeitschr. f. wiss. Geogr., Erg.-Heft Nr. 3, 1890); Aug. Bernard, Mém. cité, p. 294.]

3. Semper, *Die natürlichen Existenzbedingungen der Thiere*, II, p. 76.

4. H. B. Guppy, *Suggestions as to the Mode of Formation of Barrier Reefs in Bougainville Straits, Solomon Group* (Proc. Linnean Soc. New South Wales for 1884, IX, 1885, p. 949-959, pl.) Voir aussi, du même auteur: *Notes on the Characters and Mode of Formation of the Coral Reefs of the Solomon Islands* (Proc. Royal Soc. Edinburgh, XIII, 1884-86, p. 857-904); *Observations on the Recent Calcareous Formations of the Solomon Group made during 1882-84* (Trans. Royal Soc. Edinburgh, XXXII, part 3, p. 545-581, pl. CXLIV, CXLV, 1885); *The Solomon Islands: their Geology, General Features, and Suitability for Colonization*, in-8°, 152 p., 3 cartes, London, 1887.]

de forme circulaire, composée de calcaire corallien et atteignant d'un seul ressaut l'altitude de 15 à 18 mètres. Au milieu se trouve une lagune à fond plat, dont la profondeur va jusqu'à 18 mètres;

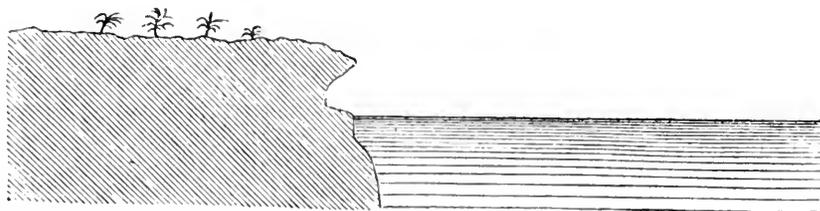


FIG. 98. — Ouvéa (Archipel des Loyalty), d'après Chambeyron.

l'île est parfaitement horizontale et bordée sur tout son pourtour par une corniche surplombante.

La troisième île est *Lifou* (fig. 99); celle-ci n'a point de lagune intérieure : c'est un plateau constitué par trois gradins étagés, atteignant 90 mètres. Sur 30 milles marins de longueur [55 kilom.], d'une extrémité de l'île à l'autre, chaque gradin conserve rigou-

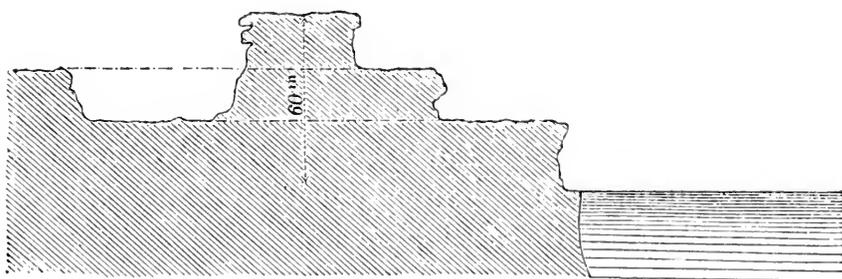


FIG. 99. — Lifou (Archipel des Loyalty), d'après Chambeyron.

reusement la même altitude. On y observe des grottes importantes. Les bords du plateau s'abaissent jusqu'à des profondeurs inconnues, comme c'est aussi le cas, du reste, pour les autres îles. Telle est la description de Chambeyron; Clarke, qui a décrit Lifou dès 1847, signale deux ressauts, l'un à 80, l'autre à 170 pieds [25 et 50 m.], soit un total de 250 pieds [75 m.]. Balansa mentionne la présence de la terre rouge, sans laquelle il n'y aurait point à Lifou de végétation possible, et distingue quatre gradins, dont le troisième fait le tour entier de l'île. Il existe des puits pénétrant jusqu'à 41 mètres de profondeur dans le calcaire, où l'on ne voit point de stratification.

La quatrième île est *Maré*; d'après Chambeyron, elle comprend cinq gradins, tous horizontaux et encore mieux dessinés qu'à Lifou; le plateau culminant atteint 90-100 mètres. Entre la deuxième et

la troisième terrasse existe un large méplat. C'est au N.W. de l'île que se trouve le plateau qui correspond au gradin supérieur; là se montre un pointement de roches volcaniques.

Vers le N.W. le groupe des Loyalty se prolonge par le récif *Petrie*, et vers le S.E. par le rocher *Durand* et l'île *Walpole*; cette dernière est un roc de 95 mètres de hauteur.

On pourrait supposer que chacune de ces îles a été soulevée à ces hauteurs diverses par secousses successives, tout en conservant l'horizontalité : Maré jusqu'à 90-100 mètres, Lifou jusqu'à 90 mètres, Ouvéa jusqu'à 15-18 mètres, tandis que le récif de l'Astrolabe serait resté au niveau de la mer. Je ne suis nullement de cet avis. Il me paraît bien préférable d'admettre qu'une table calcaire continue s'est formée d'abord vers l'altitude de 90-100 mètres, à une époque où le rivage se trouvait au moins à 90-100 mètres plus haut qu'aujourd'hui. De cette table supérieure, un lambeau s'est conservé dans le voisinage du pointement volcanique de Maré; un autre lambeau subsiste également à Lifou. Les terrasses inférieures correspondent à un arrêt momentané du mouvement négatif, ou à une phase de récurrence positive, ou même simplement à l'intercalation d'un banc moins résistant. La corniche surplombante d'Ouvéa montre comment procède aujourd'hui l'attaque des falaises et comment elle a procédé à toutes les époques<sup>1</sup>.

Enfin, il y a lieu de mentionner encore l'île *Metia*, au nord de Tahiti. D'après Dana, elle a 250 pieds d'altitude [75 m.], et est formée de calcaire corallien, renfermant de vastes grottes à stalactites. Au sommet, on observe une surface plane, semblable à la plate-forme littorale des récifs coralliens actuels; quelques témoins montrent qu'une partie de la masse calcaire a été détruite par l'érosion marine. On voit à flanc de roc deux lignes horizontales, au niveau desquelles abondent les grottes; la falaise prend ainsi un aspect stratifié et se laisse partager en trois bandes d'une épaisseur à peu près égale. Un fait particulièrement instructif ressort de l'analyse, due à Dana, de deux échantillons de la roche de *Metia* :

1. Capitaine L. Chambeyron, *Note relative à la Nouvelle-Calédonie* (Bull. Soc. Géogr. Paris, 6<sup>e</sup> sér., IX, 1875, p. 566-586); W. B. Clarke, *On the Geology of the Isle of Lafu* (Quart. Journ. Geol. Soc., III, 1847, p. 61-64); B. Balansa, *Nouvelle-Calédonie : Les îles Loyalty* (Bull. Soc. Géogr. Paris, 6<sup>e</sup> sér., V, 1873, p. 521-534); R. Grundemann, *Die östliche Hälfte von Melanesien* (Petermann's Mittheil., XVI, 1870, p. 364-369). Chambeyron attribue à Lifou, dans le texte, l'altitude de 90 mètres, et dans la figure qui l'accompagne 60 mètres seulement. La première évaluation est d'accord avec celle des autres observateurs. [Voir aussi Aug. Bernard, *L'Archipel de la Nouvelle-Calédonie* (Thèse présentée à la Faculté des Lettres de Paris), in-8°, 2 cartes, Paris, 1894; en particulier, 1<sup>re</sup> partie, chap. II, p. 29-53.]

l'un contenait 38,07 et l'autre seulement 5,29 pour 100 de carbonate de magnésie. Le calcaire et la dolomie se sont donc formés ici en plein Océan, comme dans le *Plattenkalk* des Alpes. Dana considère Metia comme la partie centrale comblée d'une ancienne lagune, et pense que le carbonate de magnésie s'est précipité dans cette lagune par voie d'évaporation<sup>1</sup>.

Mais, à côté de ces exemples d'îles très élevées, on en observe beaucoup plus communément d'autres dont l'altitude est moindre, et surtout un très grand nombre qui ne présentent au-dessus du niveau de la mer qu'une corniche surplombante de quelques mètres de hauteur.

On a cherché à interpréter l'inégalité d'altitude de ces îles par des inégalités soit dans le soulèvement, soit dans l'affaissement de certaines régions de l'Océanie. Je ne saurais accepter cette manière de voir. Elle a contre elle le fait que ces différences de hauteur restent comprises entre des limites assez étroites, qui ne dépassent pas une centaine de mètres, et aussi la présence de terrasses et de lignes de rivage successives. Je préfère de beaucoup admettre que tous ces plateaux calcaires sont les débris d'anciennes formations, antérieures en tout cas aux récifs actuels, exactement comme les plateaux calcaires analogues des Bahama, percés de grottes et recouverts de terre rouge : tous les mouvements négatifs dont nous avons ainsi la preuve, ont vraisemblablement affecté d'une manière uniforme l'ensemble de la région des îles coralliennes et remontent à une date lointaine. Nous ignorons l'âge de ces plateaux calcaires. Dana a exprimé à plusieurs reprises l'idée que la période de construction des récifs du Pacifique embrasse tout le Quaternaire, et peut-être aussi une partie du Tertiaire. Ainsi, ce phénomène ne saurait être considéré comme caractéristique de l'état de choses actuel : si l'on veut apprécier l'importance réelle des mouvements récents, c'est donc sur le seul examen des récifs vivants qu'il faudra s'appuyer.

Darwin avait bien reconnu que l'activité vitale se concentre à l'extérieur des récifs, et Dana a même dit qu'un récif corallien était un plateau calcaire dont le bord est vivant. Les observations récentes n'en montrent pas moins que l'importance des courants, véhicules de la nourriture, est encore plus grande que ne le supposaient Darwin et Dana. Ces courants peuvent réellement donner

1. Dana, *Corals and Coral Islands*, p. 193, 357; Ribourt, *Observations géologiques sur Tahiti et les Îles Basses de l'Archipel des Paumotus* (Bull. Soc. Géogr. Paris, 6<sup>e</sup> sér. XVI, 1878, p. 33

lieu à la formation de récifs annulaires, comme le montrent les petits atolls de la Floride; et ces petits atolls peuvent fort bien constituer à leur tour, en se juxtaposant, des anneaux de plus grandes dimensions, tels que ceux qui ont été décrits par Darwin à *Mahlos Mahdu* (Maldives). On peut aussi ranger dans cette catégorie les petits récifs cupuliformes de calcaire à serpulite des Bermudes<sup>1</sup>. Mais Alex. Agassiz lui-même a reconnu qu'il est très difficile d'expliquer la formation de lagunes profondes sans avoir recours à des changements de niveau<sup>2</sup>. Semper, dans une coupe de *Babelthaub*, la plus grande des Palaos, a évalué à 50 ou 60 brasses [400 m. environ] la profondeur de la lagune centrale de cette île, et de nombreux sondages de lagunes atteignent ce chiffre. Or, toutes les données que nous possédons sur les polypiers constructeurs de récifs démontrent qu'ils ne peuvent vivre à de pareilles profondeurs.

Cette difficulté plaide contre les hypothèses formulées après Darwin et Dana, et constitue l'un des arguments les plus solides en faveur de la théorie dite de l'affaissement. On pourrait objecter à cette théorie l'impossibilité de concevoir un affaissement aussi lent et aussi uniforme d'une portion aussi étendue de la surface terrestre, et le fait qu'on observe entre des îles considérées comme affaissées, ainsi que l'a montré Ross, des fragments de tables calcaires paraissant au contraire avoir été soulevés. Mais cette supposition perd de son étrangeté si l'on admet que c'est la mer, et non pas la terre, qui représente en réalité l'élément mobile.

Assurément, il serait prématuré de vouloir indiquer en chiffres, même approximatifs, quelle est, dans ce mouvement oscillatoire, la valeur actuelle de l'excès positif. La profondeur des lagunes implique un mouvement positif, mais il y a un écart considérable entre la profondeur de 40 à 60 brasses d'une lagune, qui peut du reste avoir été comblée sur une hauteur inconnue, et les profondeurs autrement importantes qui ont été constatées dans le voisinage immédiat des récifs coralligènes, non pas partout sans doute, mais en des points nombreux, et qui dénotent des pentes sous-marines très fortes.

On n'a jamais contesté que les atolls reposent sur un substra-

[1. En réalité, comme l'a reconnu Alex. Agassiz, ces petits atolls, où les algues, les corallines, les bivalves, etc., jouent d'ailleurs un rôle non moins considérable que les serpules, ne sont pas des récifs construits, mais des colonnes de calcaire d'origine éolienne, détachées des falaises voisines par le travail des vagues : ces organismes ne forment, à leur sommet, qu'un revêtement superficiel; Alex. Agassiz, *A Visit to the Bermudas in March, 1894*, p. 253-269, pl. XXII-XXVI.]

2. Alex. Agassiz, *The Tortugas and Florida Reefs*, p. 421.

tum rocheux. La preuve en est dans l'étude faite par Darwin des relations qui unissent les récifs-barrières aux atolls, et aussi dans l'émergence fréquente des sommets de montagnes volcaniques.

Murray a montré quelle est l'extraordinaire abondance des organismes pélagiques à coquille calcaire dans certaines régions de la mer; il a fait voir que ces coquilles, après la mort de l'animal, tombent au fond comme une pluie et se dissolvent dans les grandes profondeurs, grâce à la présence de l'acide carbonique dans l'eau de mer, tandis qu'elles s'accumulent dans les profondeurs faibles et moyennes. Je pense toutefois que les sédiments de ce genre ne peuvent jouer que bien rarement un rôle sérieux dans l'infrastructure des atolls. Ce revêtement des reliefs sous-marins par du calcaire ne paraît guère propre à expliquer les atolls isolés au milieu de l'Océan, et il faudrait imaginer des conditions bien spéciales pour que des cônes volcaniques vissent à s'élever de cette façon jusque dans la zone où les polypiers constructeurs peuvent vivre. L'exemple de l'*île Graham* (île Julia ou Ferdinanda), invoqué à ce propos par Murray, ne m'en semble d'ailleurs que plus heureusement choisi.

Cette île est apparue en 1831, au S.W. de la Sicile, par un fond de 100 brasses [180 m. environ], sous la forme d'un cône de cendres. Au bout de quelques mois, les vagues attaquant sans relâche cet amas de matériaux meubles, un gros fragment de l'île s'était détaché, et l'on pouvait voir à l'intérieur la cheminée remplie de scories et de cendres. La mer continua son œuvre, et en peu de temps il ne resta plus qu'un haut-fond, qui, soustrait à l'action destructrice du ressac, put se conserver fort longtemps. Ainsi s'est formé un seuil sous-marin, sur lequel des Polypiers auraient pu s'installer dans les conditions de faible profondeur qui leur sont nécessaires. Ainsi auraient pu se réaliser toutes les circonstances dépeintes par Semper, Rein et Murray, en particulier la prépondérance prise par les individus placés sur le bord extérieur de la colonie circulaire<sup>1</sup>.

[1. C'est ce qui paraît avoir eu lieu, dans la mer de Chine, pour le banc de Macclesfield, situé par 15° de lat. N. environ, à égale distance de Luçon et des côtes d'Annam; voir P. W. Basset-Smith, *China Sea. Report on the Results of Dredgings obtained on the Macclesfield Bank*, London, Hydrographic Department, Admiralty, 1894; compte rendu critique par H. R. Mill, *Geogr. Journ.*, I, 1895, p. 73-75, et *Nature*, LI, 1894-95, p. 203-204. — Pour d'autres exemples, voir W. J. L. Wharton, *Foundations of Coral Atolls* (*Nature*, LV, 1896-97, p. 390-393, carte de l'Alexa Bank); C. F. Oldham, *Eua Island, Tonga Group* (*ibid.*, XLII, 1890, p. 85-86, carte et coupe, avec note sur les roches éruptives recueillies, par J. W. Judd); R. Langenbeck, *Neuentdeckte unterseeische Bänke im südlichen Stillen Ozean* (*Petermanns Mitteil.*, XLIII, 1897, p. 193); J. Murray, *Balfour Shoal; a Submarine Elevation in the Coral Sea* (*Scottish Geogr. Mag.*, XIII, 1897, p. 120-134, 2 cartes).]

On peut faire une semblable hypothèse pour expliquer la formation de quelques petites *îles à guano*, perdues au milieu du Pacifique. On a cru constater toutefois des mouvements négatifs sur plusieurs d'entre elles, par exemple à Jervis, Mc Kean et Hero; il est vrai qu'on s'est appuyé uniquement, pour les établir, sur la présence de gypse dans la lagune au-dessous du guano.

L'*île Jervis* ( $0^{\circ} 22'$  de lat. S.,  $159^{\circ} 58'$  de long. W.) a été étudiée par Hague. Au-dessus d'un récif frangeant s'élève, jusqu'à la hauteur de 18 à 28 pieds [5 à 8 m.], une muraille annulaire. La plaine située à l'intérieur de ce cercle est à l'altitude de 7 à 8 pieds [2 m. 50 environ]; elle est constituée par un banc de gypse, sur lequel repose du guano. Dans les dépressions, on trouve du gypse et du sel marin<sup>1</sup>.

Au contraire, Dixon montre qu'à l'*île Malden* ( $4^{\circ} 2'$  de lat. S.,  $154^{\circ} 58'$  de long. W.), l'eau de mer pénètre à travers le récif jusque dans la lagune et s'y évapore; elle ne se retire qu'à l'époque des plus basses marées. Des pluies rares mais violentes entraînent le sel hors de la lagune, tandis que le gypse reste. La muraille atteint + 21 pieds [6 m. 40]. On y voit d'anciens « débris de cuisine », ainsi que plusieurs rangées concentriques de blocs, se succédant parallèlement au rivage, du côté du nord et du côté du sud; ces blocs ont été poussés jusqu'à cette hauteur par des tempêtes exceptionnellement violentes<sup>2</sup>.

A côté des tempêtes, les mouvements séismiques qui de temps à autre se propagent à travers l'Océan peuvent aussi laisser des traces de leur passage. Dans ces îles solitaires, il n'est pas possible encore de dire avec certitude s'il y a eu des déplacements dans le sens positif ou dans le sens négatif.

Il résulte de ce qui précède que la constitution et l'âge du substratum des îles coralliennes peuvent être des plus variés. Les volcans sont toujours en activité, et continuent à édifier de nouveaux socles d'appui. Mais cet établissement des Polypiers sur les sommets d'autant de cônes de cendres ne peut être une hypothèse exacte que pour un certain nombre de récifs coralliens. Beaucoup d'autres paraissent plaqués contre d'anciennes masses continentales; ailleurs, on voit au milieu de ces îles surgir des pointements de roches volcaniques compactes, montrant que des amas de cendres, épars

1. J. D. Hague, *On the Guano Islands of the Pacific Ocean* (Amer. Journ. Sc., 2<sup>d</sup> Ser., XXXIV, 1862, p. 224-243, en particulier p. 230).

2. W. A. Dixon, *Notes on the Meteorology and Natural History of a Guano Island* (Journ. and Proc. Royal Soc. New South Wales, XI, 1878, p. 165-175).

et sans consistance, ne se sont pas seuls formés à l'origine. Le ravinement profond de ces cimes volcaniques peut toujours être considéré, avec Dana, comme un indice de mouvements positifs. Le fait que les îles sont disposées en lignes droites dans le domaine atlantique et en lignes courbes dans le domaine pacifique a sa raison d'être dans la structure intime de l'écorce terrestre (II, p. 335); il s'applique aussi bien aux fragments de Cordillères plissées qu'aux alignements volcaniques et à la distribution des récifs de coraux. L'axe volcanique de Fernando Po est une ligne droite, et il en va de même des lignes de récifs construits des Laquedives et des Maldives. Dans le Pacifique occidental, les îles décrivent toutes des courbes, quelle que soit leur constitution. Cela montre que les récifs construits mettent en évidence le plan suivant lequel sont disposées les hauteurs sous-marines ou, en d'autres termes, que, *grâce à ces récifs de coraux, la surface de la mer sert de plan de projection à une ligne de niveau du relief immergé*. Or c'est là une importante confirmation de l'idée que ces récifs ont été édifiés sous l'influence de mouvements positifs, car rien n'indique que les sommets et les crêtes de ces chaînes sous-marines aient la même hauteur. Si faibles que puissent être les indices sur lesquels Darwin et Dana se sont appuyés en évaluant l'épaisseur de ces récifs construits<sup>1</sup>, on ne doit pas oublier cependant que les chiffres de 1150, 1750 et 2000 pieds [350, 540 et 600 m.], obtenus par ces naturalistes, restent encore bien au-dessous de la puissance des masses de calcaire et de dolomie qui se sont accumulées, dans une grande partie des Alpes, à la seule époque du Plattenkalk, c'est-à-dire pendant l'une des divisions supérieures du Keuper. Or, en ce qui concerne au moins la fin du Plattenkalk, l'existence d'une

[1. Un forage, entrepris à Founafouti, l'une des îles Ellice, a été poussé jusqu'à 330 mètres, sans sortir du calcaire corallien : W. J. Sollas, *Report to the Committee of the Royal Society appointed to investigate the Structure of a Coral Reef by Boring* (Proc. Royal Soc. London, 1897, 11 p.; Nature, LV, 1896-97, p. 373-377; Observations de Sydney J. Hickson, p. 439, et W. Osborne Moore, p. 463); *Summary of Prof. Edgeworth David's Preliminary Report on the Results of the Boring in the Atoll of Funafuti* (Ibid., LVII, 1897-98, p. 137-138); *The Atoll of Funafuti, Ellice Group : its Zoology, Botany, Ethnology, and General Structure, based on Collections made by Mr. Charles Hedley of the Australian Museum, Sydney, N.S.W.* (Mem. Australian Museum, Sydney, n° III, parts 1-7, 535 p., 29 pl., 1896-99; Extr. Nature, LVIII, p. 221-222); R. Langenbeck, *Das Atoll Funafuti in der Ellice-Gruppe* (Petermanns Mitteil., XLIII, 1897, p. 190-192); W. J. Sollas, *Funafuti : The Study of a Coral Atoll* (Natural Science, XIV, 1899, p. 17-37, 13 fig.); David, *Funafuti, or Three Months on a remote Coral Island*, in-8°, fig., carte, London, 1899. — Voir aussi J. D. Dana, *Points in the Geological History of the Islands Maui and Oahu* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XXXVII, 1889, p. 81-103, pl. III-IV; notamment p. 96 et suiv.)]

oscillation avec prépondérance des mouvements positifs me semble tout à fait certaine.

Ce sont bien des oscillations qui ont été décrites avec tant d'exactitude par Rink aux îles Nicobar, par Junghuhn et Richthofen au récif de Udjong-Tji-Laoet-eureun, sur la côte sud de Java, et par von Drasche à Paracali, sur la côte est de Luçon. Dans ces deux derniers exemples, on observe un récif mort, séparé de la terre par une plaine de sable corallien ; à l'extérieur du récif mort se trouve le récif actuel, où les coraux vivants reçoivent le choc direct des vagues<sup>1</sup>. Je considère aussi comme des traces d'oscillations plus anciennes tous les fragments de plateaux formés de roche corallienne morte, dont l'altitude peut atteindre une centaine de mètres, et qui s'étendent jusqu'à la lointaine île Henderson. Malheureusement, on manque de données précises sur les débris organiques de ces restes de plateaux de l'Océanie. Dans l'Atlantique, en dehors de la zone des récifs et au nord, à Madère et aux Açores, on voit affleurer dans des conditions analogues des sédiments qui ont été rapportés au premier étage méditerranéen, c'est-à-dire à un terme ancien du Miocène. A Madère (32° 43' de lat. N.), on les observe jusqu'à la hauteur de 1 350 pieds [410 m.], c'est-à-dire à une altitude bien plus grande que celle des fragments de plateaux du Pacifique (I, p. 372).

Darwin est allé trop loin en cherchant à distinguer, au moyen de la distribution des récifs frangeants, des récifs-barrières<sup>2</sup> et des atolls, les régions d'exhaussement des régions d'affaissement ; Dana a déjà fait cette remarque. Mais la tentative de Dana, qui croyait pouvoir déterminer les aires d'affaissement maximum d'après la dimension et le nombre des atolls, ne repose pas sur des fondements plus solides. Malgré les éclaircissements si précieux apportés par les observations récentes<sup>3</sup>, je pense au contraire, avec

1. H. Rink, *Die Nikobarischen Inseln*, pet. in-8°, Kopenhagen, 1847, p. 82 et suiv. ; Junghuhn, *Java*, III, p. 1442 ; Richthofen, *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XXVI, 1874, p. 240 ; R. von Drasche, *Fragmente zu einer Geologie der Insel Luzon*, p. 62 et fig. 14.

[2. Sur le grand récif-barrière d'Australie, voir W. Saville-Kent, *The Great Barrier Reef of Australia : its Products and Potentialities*, in-4°, XXIII-387 p., 64 pl., London, 1893 ; A. Penck, *Das grosse australische Wallriff* (Ver. zur Verbr. naturwiss. Kenntnisse, Wien, XXXVI, Heft 13, 23 p., 1896) ; R. Semon, *Im Australischen Busch und an den Küsten des Korallenmeeres*, in-8°, Leipzig, 1896, ed. anglaise, 1899 ; Alex. Agassiz, *A Visit to the Great Barrier Reef of Australia in the Steamer « Croydon », during April and May, 1896* (Bull. Mus. Comp. Zoöl. Harvard Coll., XXVIII, n° 4, 1898, p. 95-148, 41 pl. ; Amer. Journ. Sc., 4<sup>th</sup> Ser., II, 1896, p. 240-244).]

[3. Outre les travaux cités plus haut, en notes, p. 520 et suiv., consulter Wharton, *Account of Christmas Island, Indian Ocean* (Proc. R. Geogr. Soc., London, X, 1888,

F. von Richthofen, devoir accepter encore comme exacte, à l'heure actuelle, l'idée fondamentale de la théorie de l'affaissement, à savoir que les grandes constructions coralligènes ont été édifiées sous l'influence d'une oscillation très générale des lignes de rivage, avec tendance positive prépondérante<sup>1</sup>.

Ce mouvement, s'il dure encore, doit se produire avec une telle lenteur qu'il échappe à toute mesure : à tel point même que de petits récifs, comme les Tortugas, les îles annulaires de Mahlos Mahdu et d'autres îlots ont pu se former sans que l'on aperçoive la moindre trace de son action.

Ainsi, l'on est fondé à dire que *les récifs se sont édifiés sous l'influence d'un mouvement positif dans son ensemble*. Et, d'autre part, ceux qui pensent qu'*aucun mouvement ne se produit à l'époque actuelle* ne sont pas non plus très loin de la vérité, en ce sens que l'existence de ce mouvement n'est pas directement démontrable.

On a soutenu à diverses reprises que l'hypothèse de Darwin ne s'accordait pas avec les connaissances acquises sur les formations coralliennes des anciennes mers. J'ai eu l'occasion d'étudier les plus célèbres et les plus importants dépôts à Polypiers des couches de Gosau, de l'Éocène de Cormons, de l'Oligocène de Crosara et de Castel Gomberto, et malgré la richesse et la variété des coraux, formant des masses parfois considérables, je n'ai pu voir nulle part dans ces stations quelque chose qu'on pût appeler un véritable récif construit. Les coraux s'y montrent amoncelés avec des mollusques au sein de tufs ou de marnes, c'est-à-dire dans des sédiments détritiques. En raison du peu de consistance de ces sédiments,

p. 613-624; G. C. Bourne, *The Atoll of Diego Garcia and the Coral Formations of the Indian Ocean* (Proc. Royal Soc. London, XLIII, 1888, p. 440-461, carte, pl. 4); J. Walther, *Die Korallenriffe der Sinaihalbinsel* (Abhandl. math.-phys. Cl. Kgl. Sächs. Ges. Wiss. Leipzig, XIV, n° 10, 1888, p. 439-505, 8 pl., 1 carte); *Ergebnisse einer Forschungsreise auf der Sinaihalbinsel* (Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XV, 1888, p. 244-255); A. Agassiz, *The Coral Reefs of the Hawaiian Islands* (Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard Coll., XVII, n° 3, 1889, p. 121-170, 13 pl.); C. Ph. Sluiter, *Einiges über die Entstehung der Korallenriffe in der Javasee und Brantweinsbai, und über neue Korallenbildung bei Krakatau* (Naturk. Tijdschr. v. Nederl.-Indië, XLIX, 1890, p. 360-380, 1 pl., 3 cartes); A. Ortman, *Die Riffbildungen von Dar-es-Salaam* (Zool. Jahrb., Abt. für Systematik u. Biologie der Tiere, VI, 1892, p. 631-670, 1 pl.); J. Walther, *Die Adamsbrücke und die Korallenriffe der Palkstrasse* (Petermanns Mitteil., Ergänzungsheft 102, 40 p., 1 pl., 1891: voir p. 18-40; Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XVI, 1889, p. 324-328); Dr. Aug. Krämer, *Ueber den Bau der Korallenriffe und die Planktonvertheilung an den Samoanischen Küsten*, in-8°, ix-174 p., 1 carte, Kiel, 1897; Al. Agassiz, *The Islands and Coral Reefs of the Fiji Group* (Amer. Journ. Sc., 4<sup>th</sup> Ser., V, 1898, p. 113-123; reprod. Annals and Mag. Nat. Hist., 7<sup>th</sup> Ser., I, 1898, p. 231-242), et *The Islands and Coral Reefs of Fiji* (Bull. Mus. Comp. Zool., XXXIII, 1899, 167 p., 120 pl. et cartes); Ch. W. Andrews, *A Description of Christmas Island, Indian Ocean* (Geogr. Journ., XIII, 1899, p. 17-39).]

1. F. von Richthofen, *Führer für Forschungsreisende*, p. 406 et suiv.

les Polypiers y sont faciles à recueillir ; aussi sont-ils représentés en abondance dans les collections, et c'est ce qui fait la renommée de ces gisements. Les récifs construits doivent être recherchés dans les calcaires compacts. Or, je ne connais dans ces formations récentes aucun massif calcaire qui puisse être considéré comme un récif construit, au vrai sens du mot. On doit seulement en conclure qu'en Europe, à l'époque de leur dépôt, les conditions nécessaires à l'édification de semblables récifs n'étaient pas réalisées.

Il existe dans l'étage rhétien des bancs marneux avec Polypiers : la zone rhétienne du Sud des Alpes contient des espèces telles que *Convexastræa Azzarolæ*, *Thamnastræa Meriani* et *Astræomorpha Bastiani*, qui se retrouvent au Nord des Alpes<sup>1</sup>. Mais ces Polypiers, englobés dans des marnes, ne forment point de vrais récifs. Pour observer des massifs construits ayant une certaine continuité, il faut étudier les calcaires blancs à *Lithodendron* qui servent de substratum à ces couches ou alternent avec elles ; on peut y voir des masses épaisses de 15 à 20 mètres, ou même davantage, positivement formées de tiges de *Lithodendron* pressées les unes contre les autres. Cependant ces formations, autant qu'il m'a été permis de les examiner, ont plutôt l'apparence de bancs épais que d'amâs compacts. La division en bancs domine, et on ne saurait méconnaître leur analogie avec les bancs de Sombrero ou avec le revêtement coralligène des vases calcaires de la baie de Floride. Ces anciens sédiments montrent toutefois avec certitude que la dolomie s'est déposée directement, dans la mer, au sein de ces couches. Agassiz relate que la vase calcaire étouffe et fait périr les Polypiers. On observe à l'Osterhorn, dans une dolomie blanche, des Polypiers dont les calices ont été remplis par en haut d'une dolomie plus foncée<sup>2</sup>.

Les formations actuelles qui rappellent le mieux les récifs du Tyrol méridional semblent donc être les anciens plateaux calcaires qui émergent du cercle des récifs plus récents ; mais on n'a aucune observation qui permette de dire si les récifs du Tyrol méridional ont été entourés également d'un pareil anneau. A l'exception des points où l'on signale une alternance avec les tufs qui les accompagnent et où il semble que le dépôt du calcaire ait été intermittent, ces plateaux paraissent avoir constitué des îles.

1. Reuss, *Ueber einige Anthozoen der Kössener Schichten und der alpinen Trias* Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, L, 1864, p. 153-168).

2. Sur la façon dont les coraux meurent sous l'influence des apports détritiques, voir ci-dessus, p. 437, note 1.

**6. Coup d'œil général.** — Il n'a été fait mention ci-dessus que d'un fort petit nombre des traits remarquables de l'histoire des temps tertiaires. Vers la fin de l'époque crétacée, mais avant que cette époque ne s'achève, on voit l'étendue des mers subir une diminution des plus marquées. On n'en constate aucune trace, il est vrai, ni dans le milieu de la Méditerranée centrale, ni dans le Sahara, où les sédiments marins se succèdent sans aucune interruption. Mais autour de ces régions on voit apparaître de grandes surfaces émergées : les couches d'eau douce du Garumnien, qui s'étalent des deux côtés des Pyrénées et jusque dans la vallée inférieure du Rhône, de même que les formations contemporaines du Liburnien, dans la région nord de l'Adriatique, montrent l'étendue de ce mouvement négatif et rappellent les conditions qui ont marqué la fin de l'époque jurassique. La mer tertiaire s'avance alors par oscillations répétées ; pendant l'Oligocène, il s'établit une communication temporaire entre l'Europe et l'extrême Nord par le versant oriental de l'Oural ; ensuite, et par degrés de plus en plus marqués, l'ancienne Méditerranée centrale se rétrécit et se partage. La communication avec l'Inde cesse. Puis la Méditerranée perd l'Iran, le Turkestan, l'Asie Mineure et la bordure N.W. des Alpes ; la faune sub-littorale ne peut plus communiquer avec celle des Antilles. La région sarmatique se sépare ensuite ; puis la Méditerranée perd non seulement la région aralo-caspienne, avec le Sud de la Russie, mais aussi la vallée du Danube. Alors survient une période d'érosion des vallées, et les *Cardium* pontiques peuvent se propager jusqu'à la vallée du Rhône. C'est là l'époque du plus grand rétrécissement de la mer : le rivage était plus bas que le rivage actuel. Ensuite le rivage s'élève de nouveau et se montre, à l'époque de l'introduction des espèces du Nord, plus élevé qu'à l'époque actuelle. Des effondrements augmentent l'étendue de la mer, et on arrive ainsi à l'état de choses actuel. La Méditerranée d'aujourd'hui est le reste d'un Océan qui, avant la formation de l'Atlantique, embrassait la moitié de la circonférence terrestre, parallèlement à l'Équateur.

Quelques bras de mer se maintenaient en outre, sans qu'on puisse dire avec quelle partie de l'Océan ils communiquaient, sur les régions qui bordent au sud la mer du Nord, en particulier dans le Nord de l'Allemagne et dans le Sud-Est de l'Angleterre. (I, p. 375) ; mais dans toute la partie septentrionale des régions baignées par l'Atlantique, et de même, dans l'Amérique du Nord, jusque vers le 40<sup>e</sup> parallèle, les dépôts tertiaires marins font entiè-

rement défaut. Au nord des Lofoten commence, comme nous le montre la répartition des mers mésozoïques, une région qui présente bien plus d'analogies avec le domaine pacifique qu'avec le domaine atlantique; la faune de mollusques tertiaires de cette région, qui atteste la pénétration de la mer au delà du Spitzberg, jusqu'à la côte est du Groenland, où elle est associée à des couches à plantes, s'est trouvée peut-être en communication avec le Pacifique par Nulato, dans la basse vallée du Yukon. C'est un point sur lequel les renseignements précis manquent.

Le littoral de l'Amérique du Nord au sud du 40° degré de latitude est bordé sur une grande distance, dans la direction du sud, par une série régulière de couches marines reposant sur la Craie; mais, là aussi, il existe une lacune. Quelques-uns des termes supérieurs de la série tertiaire ne s'y montrent pas; par contre, on y observe en transgression une formation marine très récente. Là encore, on est donc en droit de penser que le rivage, pendant l'une des dernières phases des temps tertiaires, était situé plus bas qu'aujourd'hui, tandis qu'à une époque immédiatement consécutive il se trouvait au contraire plus haut que le rivage actuel.

La mer des Antilles, par la présence d'éléments européens au sein des diverses faunes marines, jusqu'à l'époque du premier étage méditerranéen inclus, apparaît comme un reste du vaste Océan qui s'étendait jadis parallèlement à l'Équateur, à travers l'emplacement actuel de l'Atlantique. L'on constate donc que *les deux parties du contour de l'Atlantique qui par exception présentent la structure des rivages pacifiques, c'est-à-dire la Cordillère des Antilles et le tronçon de chaîne incurvée des environs de Gibraltar, dessinent précisément les limites entre lesquelles s'étendait l'ancien Océan, la « Méditerranée centrale » de Neumayr.*

Dans l'intérieur des États-Unis, la phase négative par laquelle prend fin la transgression créacée est représentée par l'étage de Laramie. De grandes nappes d'eau douce se maintiennent dans cette même région pendant les diverses époques des temps tertiaires.

La bordure patagonienne de l'Atlantique montre dans le voisinage de l'Océan des dépôts étendus d'origine continentale, présentant deux intercalations de sédiments marins; le rivage a été à certains moments beaucoup plus rapproché de la Cordillère, à d'autres époques au contraire plus éloigné du côté de l'est que le rivage actuel. La deuxième transgression ne s'avance pas aussi loin que la première; mais ensuite on voit apparaître une troisième

formation marine, l'étage querandinien, dont la faune est très récente, et qui s'élève de plus en plus haut à mesure qu'on se dirige vers le sud. Entre cet étage querandinien et la dernière formation marine tertiaire, il y a une grande lacune, plus importante, autant qu'il est possible d'en juger, que dans l'Amérique du Nord et beaucoup plus importante qu'en Europe; mais, d'une manière générale, on arrive là aussi à ce résultat, qu'à une époque assez tardive des temps tertiaires le rivage se trouvait plus bas, et à une époque plus récente encore, plus haut que le rivage actuel.

Pour les dépôts tertiaires du Chili, sur lesquels Philippi a publié des notes si instructives, je n'ai pu me hasarder, malgré tout, à les faire entrer en ligne de compte. Quant au relèvement progressif des dépôts querandiniens vers le sud, phénomène qui se reproduit au Chili, il sera nécessaire d'y revenir un peu plus loin. Je me suis vu surtout forcé de renoncer, en raison des lacunes de nos connaissances, à passer en revue les dépôts tertiaires du domaine pacifique et de ses prolongements sur le bord méridional de l'Eurasie, à Java et à Sumatra, le long de l'Indus et dans le golfe Persique.

Dans l'intérieur du domaine atlantique et indien, dans l'Est du Brésil, le terrain crétacé arrive à la côte sans être accompagné d'une bordure tertiaire; l'Océan baigne immédiatement une bande crétacée, d'ailleurs discontinue, depuis Piauhy jusqu'à Bahia et probablement jusqu'aux Abrolhos. Il en est de même sur la côte occidentale d'Afrique, depuis les îles Elobi jusqu'à Mossamedes. Les formations crétacées marines se montrent également dans le Natal sans la moindre bordure tertiaire. Le même fait existe dans le Nord-Ouest de l'Inde, sur la Narbada; et, en avant de l'embouchure de ce fleuve, on voit même la petite île de Perim constituée par des sables et des graviers tertiaires avec restes de *Dinotheriums*, de *Mastodontes* et de Girafes, qui indiquent visiblement une formation fluviale. De même à Pondichéry le Crétacé émerge sans aucune bordure tertiaire. Mais à côté de ces districts littoraux, on observe partout des districts encore plus étendus dans lesquels il n'existe le long du rivage ni Crétacé ni Tertiaire, mais seulement des roches anciennes: c'est le cas pour le Sud du Brésil jusqu'au delà de Rio Grande do Sul, pour l'Afrique sur des distances qu'il n'est pas encore possible de préciser, pour l'Inde depuis la Narbada jusqu'au cap Comorin et depuis Pondichéry jusqu'à l'embouchure du Gange. Le grès de Cuddalore, dans le Sud-Ouest de l'Inde, semble être d'une date très récente.

D'après les observations qui me sont connues, ces districts littoraux caractérisés par l'absence d'une bordure tertiaire se montrent surtout sous les basses latitudes et dessinent une large zone dans le domaine atlantique et indien.

Les îles coralliennes du monde actuel montrent en divers points des lignes de rivage délaissées et des fragments exondés d'anciens plateaux. Leur domaine est caractérisé par des oscillations des lignes de rivage fort étendues et extrêmement uniformes; les constructions océaniques y ont été amenées jusqu'au niveau de la mer grâce à la prépondérance des mouvements positifs. En Floride, le socle des Keys s'est édifié par accumulation des matériaux sous l'influence d'un courant. La continuation de la phase positive n'est pas apparente dans les récifs actuels, ni susceptible de mesures.

L'extension de l'étagé querandinien nous a fait connaître la plus récente des transgressions; les constructions coralliennes sont le résultat de phénomènes qui ont commencé dès une époque antérieure à l'époque actuelle, ne fût-ce que de peu, et qui continuent à se produire. Je suis maintenant obligé d'interrompre la suite historique de mon exposé pour examiner quelques faits particuliers, tels que les terrasses des Mers du Nord et les prétendues oscillations du Temple de Sérapis, près de Pouzzoles, dont on a tant parlé. Puis, il y aura lieu d'étudier la façon dont se comportent les mers incomplètement fermées, comme la Baltique et la Méditerranée, où les phénomènes sont différents; c'est alors seulement qu'il conviendra de revenir à l'étude des transgressions récentes.

## CHAPITRE VIII

### LES LIGNES DE RIVAGE DE LA NORVÈGE<sup>1</sup>

1. Du Tjoalma Vagge à la mer. — 2. Du lac de Torneå à la mer. — 3. Mouvement glaciaire à l'encontre de la pente des vallées. — 4. Origine des « lacs de glint » de Laponie. — 5. Anciennes lignes de rivage des fjords; origine des Seter; comparaison avec le Groenland; vestiges de la glace en voie de recul.

1. **Du Tjoalma Vagge à la mer.** — Les côtes du Nord de la Norvège sont très souvent bordées de longues terrasses ou d'entailles littorales creusées dans la roche. La question de savoir comment se sont formés ces gradins et ces sillons s'impose à tout spectateur du paysage. Depuis le mémorable voyage de Léopold de Buch, au début de ce siècle, et depuis les études de Bravais sur le relèvement des lignes de rivage dans l'Altenfjord, un grand nombre de travaux ont été consacrés à ces accidents<sup>2</sup>. Les lignes de rivage sous leurs divers aspects ne sont pas le seul phénomène qui captive ici l'attention : un autre problème, qui n'est guère moins débattu, s'y ajoute, celui de l'origine des fjords<sup>3</sup>. On se rend compte, par un

[1. Traduit par M. Zimmermann.]

[2. Voir Chr. Sandler, *Zur Strandlinien- und Terrassen-Litteratur* (Beiträge zur Geographie des festen Wassers, Wiss. Veröffentl. d. Vereins f. Erdkunde zu Leipzig, I, 1891, p. 293-313), et *Strandlinien und Terrassen* (Petermanns Mitteil., XXXVI, 1890, p. 209-218, 235-242, pl. 16 : carte du Romsdalsfjord); K. Pettersen, *In anstehenden Fels eingeschnittene Strandlinien* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, Mathem.-naturw. Cl., XCVIII, Abth. 1, 1889, p. 97-109, 1 carte); A. M. Hansen, *Strandlinje-studier* (Archiv f. Mathem. og Naturvid., XIV, 1890, p. 254-343; XV, 1891, p. 1-96, 3 pl.); H. Reusch, *Fra en rejse i Finnmarken* (Norges Geol. Unders., n° 4, 1892, p. 80-109, fig.); A. Badoureaux, *Étude sur le soulèvement lent actuel de la Scandinavie* (Annales des Mines, 9° sér., VI, 1894, p. 239-275, pl. XIV); A. M. Hansen, *The Glacial Succession in Norway* (Journ. of Geol., Chicago, II, 1894, p. 123-143).]

[3. P. Dinse, *Die Fjordbildungen. Ein Beitrag zur Morphologie der Küsten* (Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXIX, 1894, p. 189-259, 3 pl.).]

coup d'œil sur la carte, qu'il existe d'évidents rapports entre les « lacs de glint » de Laponie et certaines des vallées qui, vers l'ouest, débouchent dans les fjords; d'ailleurs, quelques-uns de ces lacs eux-mêmes envoient leur émissaire du côté de l'Atlantique. Ces circonstances montrent qu'il n'est pas possible d'arriver à une conclusion certaine sur la nature des phénomènes qu'on observe à l'issue d'un fjord si l'on ne connaît pas l'ensemble de son arrière-vallée, depuis la ligne de partage actuelle jusqu'à la mer.

Comme il a déjà été dit, j'ai choisi, afin de saisir par une vue d'ensemble le lien de ces phénomènes, les vallées dont les émissaires se réunissent dans le Maals Elv et qui débouchent, par un long estuaire, dans le Malangenfjord, au nord du 69° de lat. N. (II, p. 86). Je vais maintenant, après un regard sur la carte (pl. I), et en descendant des deux points précédemment atteints sur la ligne de partage, décrire la configuration des vallées et les traits qui caractérisent le littoral<sup>1</sup>.

Trois vallées principales unissent leurs eaux pour former le Maals Elv, ce sont les vallées du Ruosta, du Divi et du Bardo Elv.

Le plus oriental de ces cours d'eau, le *Ruosta*, forme l'émissaire du lac de glint Ruosta Jaune; son tracé décrit d'abord une légère courbe vers le N.W. et l'W.N.W.; il traverse ensuite, au pied du Ruostafjeld (II, fig. 18, p. 89), le Lille Ruosta Vand, et l'on voit qu'en aval de ce lac, le cours du Maals Elv, aussi longtemps qu'il garde la direction de l'ouest, doit être considéré comme la continuation du Ruosta. Au delà du coude du Maals Elv, la direction du Ruosta a pour prolongement évident vers le Solbergfjord la nappe allongée du lac Ands Vand (153<sup>m</sup>,7). Aujourd'hui, les eaux du Ruosta sont détournées et s'écoulent par le Maals Elv inférieur dans le Malangenfjord.

Le cours d'eau médian, le *Divi*, se trouve en communication par une vallée secondaire située sur sa droite, le Skakterdal, avec le plateau du Tjoalma Vagge; et il ne semble pas que, de ce côté, la ligne de partage avec le lac de glint Tjoalma Jaune soit bien nette. Sur la rive gauche du Divi, on remarque deux vallées dont la pente, dirigée en sens inverse, est vers le S.E., et qui se

1. Les altitudes désignées par un astérisque ont été déterminées avec un excellent anéroïde, en utilisant les observations de la station météorologique de Tromsø. M. le directeur Hann a eu l'obligeance de faire les calculs. D'autres cotes d'altitude sont empruntées à la carte administrative publiée par le gouvernement norvégien. En raison de la fréquence des évaluations en chiffres ronds données par les observateurs, je n'ai pas cru pouvoir éviter d'introduire à plusieurs reprises, dans ce chapitre, le pied norvégien (1 pied norvégien = 0<sup>m</sup>,3137; 1 mille = 11 293<sup>m</sup>,8).

raccordent au Divi par un coude très brusque : ce sont les vallées de l'Anavandene et du Högskar Elv. Le Divi atteint à Övergaard, un peu en aval du Ruosta Vand, le Maals Elv supérieur, qui est ici, comme nous l'avons vu, la continuation du Ruosta, et ses eaux tournent presque à angle droit vers l'ouest. Mais le cours du Divi, de direction N.N.W., se trouve nettement prolongé par une chaîne de lacs grands et petits qui comprennent le Fjeld Frösk, le Tag Vand (220 m.) et le Sagel Vand (90 m.), et qui aboutissent au Sörkjösen dans le Balsfjord, ainsi qu'au Nordjford dans celui de Malangen. Ainsi, de même que le Ruosta a été détourné de son cours primitif, sa direction étant prolongée par une nappe d'eau d'altitude plus forte, de même la direction du Divi se continue par une chaîne de lacs plus élevés.

La troisième rivière, le *Bardo*, comprend deux tronçons. Le tronçon supérieur coule vers le N.W., et sa section d'amont forme le lac de glint, long d'environ 48 kilomètres, qui naît de la jonction du Lönnes Jaure (Leina Vand) et de l'Alte Vand (516 m.). Cette vaste nappe d'eau, qui n'est visiblement qu'un lit fluvial très élargi, s'écoule au N.W. vers l'Océan Atlantique; mais tout près se trouve le Gievadne Jaure, long de 16 kilomètres environ et de direction parallèle, dont l'écoulement se fait vers le S.E., comme c'est le cas pour la majorité des lacs de glint, qui sont tributaires de la Baltique; toutefois cet émissaire est recueilli par le Lönnes Jaure, d'où résulte un coude brusque, absolument comme pour les vallées latérales du versant gauche du Divi. Ce tronçon supérieur du Bardo reçoit le Sördal Elv, qui coule vers le nord, et dont le lit encaissé naît sur la ligne de partage qui effleure presque le lac de Torneå. A la paroisse de Bardo se termine le tronçon supérieur du Bardo Elv, et la vallée quitte la direction du N.W. pour prendre celle du N.N.E. Sur ce point se présente un col très déprimé, qui de Bardo, vers l'ouest, mène au Salangen Elv, au lac supérieur de Salangen et au Salangenfjord. Mais la rivière actuelle, en aval de Bardo, file au N.N.E. et coupe, comme nous l'avons déjà vu, la direction du Ruosta, tandis que le Maals Elv inférieur et son estuaire suivent la direction du Nord.

Ce premier coup d'œil sur la carte permet de reconnaître une particularité dont l'importance est capitale pour tous les développements qui vont suivre : *dans ce pays, le sol porte l'empreinte de plusieurs systèmes de vallées successifs*. Les vallées fluviales se prolongent par de longues dépressions, que remplissent des lacs et qui sont plus élevées de quelques centaines de pieds; c'est ainsi

que le Ruosta se continue jusqu'au Solbergfjord, que le Divi se prolonge non moins nettement par la chaîne de lacs du Tag Vand jusqu'au Balsfjord, et que peut-être aussi le haut Bardo se poursuit vers l'ouest du côté de Salangen. Je tiens à dire tout de suite que ces dépressions élevées, pour autant que j'ai pu les examiner, ne sont autre chose que des portions de lits glaciaires, comme le montrent les stries et les surfaces polies de leurs parois. La glace a rempli toutes les gorges des montagnes et y a continué son mouvement; mais, *après sa disparition, les eaux courantes n'ont adopté qu'en partie le réseau des vallées glaciaires et n'ont approfondi que certains de ses éléments*. Les autres sont demeurés à une plus grande altitude, sous la forme de chaînes de lacs fragmentaires et isolées.

Nous arrivons ainsi à une connaissance plus ou moins complète de ces systèmes de vallées d'âge différent et d'altitude différente. Le plus ancien et le moins connu est le système des vallées préglaciaires. L'Anavandene, l'Högskar Elv et le Gievdne Jaure, où la pente primitive vers le sud-est s'est conservée, en représentent des fragments. Ces premières dépressions ont été remplies par les glaces, leur façonnement n'étant plus déterminé désormais que par la direction et la poussée des glaces, mais non par l'allure des pentes préexistantes. Ainsi s'est formé un second système de vallées, le système glaciaire. Le troisième est celui au modelé duquel nous voyons encore aujourd'hui travailler les cours d'eau.

Le domaine presque entier des vallées qui viennent d'être mentionnées est compris dans les limites du plateau ancien, formé de couches horizontales, dont nous avons déjà étudié la structure. La traînée de gabbro et d'éclogite qui, partant de Lyngen, se prolonge en biais en franchissant la vallée du Maals Elv du côté de l'Istind, dans le Bardo, ne semble avoir exercé absolument aucune influence sur la formation des vallées. Le plateau se termine du côté de la Suède par un escarpement abrupt que nous avons appelé le Glint de Laponie, et les grands lacs se trouvent disposés en vrais lacs de glint, perpendiculairement à cette falaise, de sorte que celle-ci coupe par le milieu le lac de Torneå, le Gievdne Jaure et l'Alte Vand. Sur le haut Divi, d'après les observations de Pettersen, le substratum ancien pénètre un peu plus avant vers le nord; au Tjoalma Vagge, le glint se décompose en grandes montagnes tabulaires offrant l'aspect de bastions (II, fig. 49, p. 90), puis il se prolonge vers le Ruosta Jaure. C'est donc la règle pour ces lacs de se trouver disposés transversalement sur le glint, que leur canal d'écoulement soit orienté vers la Baltique ou vers l'Océan.

Mais le mouvement des glaces, partout où j'ai eu l'occasion de l'étudier, a été dirigé vers l'Atlantique. Plus au sud, c'est au prix de pénibles recherches que Hörbye et ses successeurs sont parvenus à établir que le faite de la nappe glaciaire se trouvait situé à l'est de la ligne de partage actuelle; ici, dans le Nord, on s'en rend compte au premier coup d'œil, et si quelqu'un en pouvait douter, il serait immédiatement convaincu par les beaux blocs de granite rouge de Suède qui ont été transportés en si grand nombre au delà du glint, et qui, franchissant les coupures qui l'interrompent, sont venus échouer sur le plateau de Norvège<sup>1</sup>.

Examinons maintenant de plus près le pays.

Le premier chemin conduit du Tjoalma Vagge au Balsfjord par le Skakterdal et le Divi, en passant par la chaîne de lacs du Tag Vand et du Sagel Vand. C'est la ligne dont la partie culminante a déjà été décrite (II, p. 90).

A perte de vue, sur la haute surface aride du Tjoalma Vagge, un labyrinthe de petites digues de pierre nous entoure; dans les intervalles s'étalent des tourbières et d'innombrables flaques d'eau. Des pointements de granite rouge, aux formes moutonnées, se dressent au-dessus des amas de décombres, et témoignent que nous nous trouvons sur le socle du plateau. C'est là un paysage morainique. Nul ne pourrait dire où passe exactement la ligne de partage des eaux entre la Baltique et l'Océan Atlantique, distant seulement de 77 à 80 kilomètres à vol d'oiseau. A l'époque de la fonte des neiges, tout le terrain doit être submergé; seules, quelques digues de pierre un peu plus hautes émergent alors çà et là, et c'est le vent qui détermine la direction de l'écoulement.

Vers le nord, l'ouest et le sud-ouest se dressent, comme des fantômes, les hautes masses cubiques qui ont été découpées dans le prolongement du glint; et quand la brume cache les contours des montagnes tabulaires les plus lointaines, on voit au travers étinceler leurs champs de neige. Au pied du Store Jerta, la masse la plus proche, un gradin haut d'environ 14 à 20 mètres forme ceinture. Ce petit escarpement, faisant face au chaos de digues rocheuses, représente-t-il le bord d'une ancienne nappe lacustre continue, ou n'est-il que l'indice d'une inondation passagère? C'est un point que je ne suis pas en mesure de trancher (altitude de l'arête supérieure, 723<sup>m</sup>, 4<sup>\*</sup>).

[1. Voir la carte donnée par G. de Geer, *Om isdelarens läge under Skandinaviens begge nedisningar* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., X, 1888, p. 195-210 (p. 196), et Sveriges Geol. Unders., Ser. C., n° 101, 1889).]

Une suite de mares, réunies par un filet d'eau, s'allonge vers le couloir qui s'ouvre entre les montagnes tabulaires Store Jerta et Namna. A la faible altitude, relativement au fond de la coupure, où nous nous trouvons pour la franchir, sa largeur ne peut guère dépasser 800 mètres. Nous avons là une des brèches par lesquelles la glace a fait irruption en Norvège. Aujourd'hui elle offre l'aspect d'un lit de glacier à peine modifié. Quelques fragments des digues du Tjoalma Vagge semblent pénétrer à l'intérieur de ce couloir; ils se résolvent en collines de sable nues et isolées, à pentes assez raides, et se dressant de-ci de-là sur le sol. Plus haut, sur les versants des deux monts et surtout du Namna, on aperçoit de longues trainées de sable, ressemblant plutôt à des dunes qu'à des moraines, et s'inclinant nettement vers l'aval, c'est-à-dire dans le sens de l'écoulement des eaux. Sur un point du Namna, l'on observe cinq ou six de ces remblais, accolés en biais les uns au-dessus des autres. Ces amas représentent les traces du dernier mouvement glaciaire dans la coupure; M. Pettersen a gravi le Store Jerta et retrouvé à son sommet les blocs de granite rouge qui viennent de Suède : il fut donc un temps où les pylônes rocheux qui gardent l'entrée de la brèche étaient eux-mêmes submergés par les glaces.

Dans l'expansion située en aval et à l'issue du couloir, des centaines d'espaces circulaires, d'un diamètre de 2 à 4 mètres, couvrent le sol; c'est une région ensorcelée, un lieu où dansent les Elfes. Du moins la tradition populaire désigne ainsi ces sortes d'espaces : en fait, les cercles sont causés par des colonies de gazons qui s'accroissent vers l'extérieur et dépérissent au centre, atolls verdoyants d'un nouveau genre<sup>1</sup>.

Nous avons maintenant fait le tour du Store Jerta. Les débris les plus fins et avec eux les cercles verts ont disparu, et nous nous trouvons sur un large lit glaciaire. Dans une petite dépression apparaissent les premiers bouleaux rabougris (599<sup>m</sup>,6\*); plus loin, on voit s'étaler largement les surfaces polies. Ce sont des bosses moutonnées de schiste et de quartzite, et quoique l'allure des couches, dans l'ensemble, soit horizontale, on constate souvent

1. Le prof. von Kerner me dit que la *Sessleria cœrulæa* est généralement la plante qui forme ces « cercles des Elfes »; le dépérissement de la végétation à l'intérieur de la ceinture verdoyante s'opérerait de deux façons : pour les plantes à rhizomes qui rayonnent en rampant vers l'extérieur, les parties vieilles des rhizomes meurent et pourrissent au centre, sans être aussitôt remplacées par de nouveaux plants; en second lieu, les graminées d'une prairie sont détruites par le mycélium d'un champignon que caractérise ce mode d'accroissement radial.

sur les parois rabotées par la glace de violents plissements locaux. Sur ces roches moutonnées sont semés, d'une façon étrangement uniforme, on pourrait presque dire à des distances égales, des blocs erratiques. Ces blocs sont pour la plupart en granite rouge; d'ordinaire, ils mesurent un peu moins de 4 mètre cube. Quelques-uns sont plus gros. Ils gisent à la surface des parties moutonnées ou dans les intervalles, dans la position même où la glace les a laissés, et parfois la pression de la main suffit pour faire dévaler une lourde masse du haut d'une de ces croupes arrondies. Sur le versant situé à notre droite, les moutonnements sont encore reconnaissables à 100 mètres au moins au-dessus de nous.

Dans cette partie du lit glaciaire, le sable et les pierrailles sont rares, et la dissémination équidistante des blocs sur les roches moutonnées ne répond point à l'idée qu'on se fait ordinairement d'une moraine de fond. Mais tandis qu'ici tout est resté intact, à notre droite, dans le même sol rocheux, le ruisseau sorti du couloir, et qui est devenu le bruyant Skakter, s'est déjà creusé une gorge profonde de plus de 100 pieds.

En continuant à avancer sur le lit de l'ancien glacier, dont l'inclinaison est à peine sensible, nous le voyons se terminer brusquement. Il fait place à un ressaut de quartzite en bancs horizontaux; au-dessous se trouve une source, puis un versant abrupt et boisé qui règne jusqu'au fond de la vallée du Divi. Là-bas, dans le fond, nous discernons le cône que le Skakter a édifié au sortir de son défilé, et enfin le Divi au cours torrentueux.

Le Dividal est une vallée étroite et rectiligne; sa longueur totale mesure environ 60 kilomètres, dont 36 reviennent à la partie située en aval du confluent du Skakter. La hutte de Frihedslí, perdue dans les bois vierges du fond de la vallée (187 m.\*), nous a servi de point de départ dans nos excursions. Nous trouvâmes ici, en août, des prés fleuris, une magnifique forêt de bouleaux, des papillons, et même, durant le court crépuscule, des chauves-souris; seule la faible altitude à laquelle parviennent les arbres sur le flanc des montagnes nous rappelle que nous sommes à la latitude du Groenland central. Les montagnes qui encadrent le Dividal moyen sont hautes de 4 000 à 5 000 pieds (le Njunnes Varre, en face de Frihedslí, a 4 668<sup>m</sup>,6); elles sont couvertes toute l'année de champs de neige plus ou moins étendus. Si l'on gravit les pentes de l'Anaskole, au-dessus de Frihedslí, on se rend compte que les deux versants de la vallée, jusqu'à une certaine altitude assez uniforme, sont formés par un placage continu de décombres; j'évalue la hauteur

qu'il atteint au-dessus du fond de la vallée à 200 ou 250 mètres. Dans cet amas de débris, on trouve encore des morceaux de granite rouge de Suède; on pourrait y voir une moraine latérale, mais nulle part il ne se relève en forme de bourrelet le long des parois rocheuses.

Sur l'étroit plafond de la vallée se déchaîne le Divi Elv. Je ne crois pas exagérer en disant que son volume est bien six ou huit fois plus grand que celui d'un torrent des Alpes dans les mêmes conditions. Les fortes pluies, l'épaisseur des neiges amoncelées durant les longs mois d'hiver, enfin la longueur du jour en été produisent ces énormes quantités d'eau et expliquent la puissance inaccoutumée de l'érosion.

A quelques lieues plus bas que Frihedslí, le fond de la vallée s'élargit et les premiers établissements humains apparaissent. La rivière s'accompagne de terrasses régulières; on en voit deux, voire même trois l'une au-dessus de l'autre. Sans aucun doute, ces gradins ont été formés par la rivière elle-même; cela ressort du fait que des terrasses de divagation, c'est-à-dire des îlots d'alluvion restés en place, apparaissent sur des terrasses plus anciennes. Des lambeaux isolés, en forme d'éperon, de terrasses de ce genre ne peuvent s'être formés que sous l'action des eaux courantes, par l'effet des déplacements du chenal. Ils dominent la partie voisine du fond de la vallée; aussi la plupart des fermes sont-elles construites sur l'éperon terminal de ces terrasses.

Vers l'extrémité de la vallée, le Divi entre dans un défilé; à gauche, nous gravissons une crête rocheuse, montrant dans sa partie inférieure des bosses moutonnées de schiste et de quartzite que recouvre un amoncellement de blocs: c'est sans doute un fragment de moraine, situé d'ailleurs plus haut que le fond de la vallée du Divi. Le chemin descend ensuite vers Övergaard (58<sup>m</sup>,6\*), où le Divi fait sa jonction avec le Maals Elv; là encore, il existe des terrasses fluviales.

Nous traversons en biais la vallée fluviale, encaissée et bordée de terrasses, et nous pénétrons dans l'ancien prolongement du Dividal vers le Balsfjord, jalonné par des lacs. C'est là un lit de glacier, comme on l'a déjà vu. Pettersen a reconnu que la masse de glace qui descendait par le Dividal franchissait la vallée actuelle du Maals Elv et continuait dans la direction du Balsfjord; la vallée du Maals Elv a donc été approfondie ultérieurement par l'érosion. Ce géologue a montré en outre que les blocs de granite rouge apparaissent sur la droite de l'ancien lit glaciaire jusqu'au

voisinage du faite de l'Omasvarre et qu'ils couvrent, sur la gauche, les pentes du puissant Mauktind, qui est beaucoup plus élevé, au moins jusqu'à 2500 pieds au-dessus de la mer [780 m.], altitude qu'on n'a pas encore dépassée en tentant d'escalader ce sommet<sup>1</sup>. L'épaisseur des glaces était donc très considérable dans cette dépression. Les terrasses de la vallée fluviale ont disparu; nous sommes entourés de roches moutonnées. Leurs bosses nues et lisses percent le sol marécageux qui environne les rives verdoyantes du Lompol Vand; elles nous accompagnent jusqu'au Tag Vand (175<sup>m</sup>,3), lac parsemé de nombreuses îles basses qui baigne le pied N. E. du Mauktind; on voit nettement que les parois rocheuses, jusqu'à une grande hauteur, continuent à être polies de la même manière. Au delà du Tag Vand, les traits du paysage deviennent particulièrement caractéristiques. Sur le flanc de l'Omasvarre, nous marchons à travers de hautes fougères et quelques hêtres nous rappellent nos pays; mais à gauche s'étend la dépression glaciaire dénudée, en forme d'U, aux parois polies, avec ses bosses rocheuses et, dans les intervalles, une quantité de petites nappes d'eau qui s'écoulent les unes vers le Tag Vand, les autres du côté du nord, dans le Sagel Vand; ce sont les suprêmes refuges des saumons. On ne peut distinguer aucune rigole d'écoulement bien accusée; des blocs sont éparpillés un peu partout. Il est absolument impossible d'admettre que ce lit glaciaire ait pu être couvert par la mer depuis le retrait des glaces, et que l'aspect général soit demeuré aussi intact et les stries glaciaires aussi fraîches, sans que les petites dépressions comprises entre les bosses rocheuses aient été comblées, sans que les blocs aient subi le moindre déplacement sous l'influence du jeu des marées. Et cependant ce territoire glaciaire n'est qu'à une altitude de 130 à 150 mètres\*, et son niveau s'abaisse de plus en plus, à mesure que nous avançons.

Au-dessus de la ferme de Myre, à 400 pieds [125 m.] environ au-dessus de la mer, nous voyons encore dans des schistes durs des stries glaciaires très fraîches, dirigées vers l'aval, et au-dessous de cette même ferme on retrouve, faisant saillie au milieu des tourbières qui s'étendent jusqu'au Sagel Vand, des bosses rocheuses surmontées de blocs erratiques dont un certain nombre sont en granite rouge. Le lit du glacier s'est peu à peu abaissé jusqu'au niveau de la nappe lacustre du Sagel Vand (90 m.).

Le Sagel Vand est le dernier lac que nous découvrons le long

1. K. Pettersen, *Det nordlige Norge under den glaciële og post glaciële tid*; III. *Granitisk flytblokkestrøm udefter Balsfjorden* (Tromsø Mus. Aarsh., VII, 1884, p. 1-12).

de cette ligne; sa profondeur est, dit-on, de 220 pieds [70 m.], ce qui mettrait le fond pas tout à fait au niveau actuel de la mer. Sur sa droite on croit voir un fragment d'une moraine latérale, et à son extrémité inférieure les traces d'une moraine frontale, mais le fait n'est pas certain. Avec ce lac se termine la dépression en forme d'U. A son extrémité d'aval, il est visible que des atterrissements récents jouent un rôle considérable, bien qu'un certain nombre de pointements rocheux fassent saillie à la surface. Ces alluvions, formées de sable et de cailloux, constituent au-dessous du lac un espace aplati, qui va en s'élargissant vers l'aval; pendant 4<sup>km,5</sup> nous avançons sur cette plaine, et nous voyons enfin à nos pieds le Balsfjord. Nous nous trouvons sur l'arête supérieure d'un talus qui, du côté de la mer, se partage en deux terrasses nettement dessinées.

De tous ces faits ressort une constatation importante. Les courants glaciaires qui, venant de la Suède, avaient pénétré dans les coupures du glint et qui débordaient par dessus, s'épandaient sur un lit situé à un niveau plus élevé qu'une grande partie du Dividal actuel et que la vallée actuelle du Maals Elv. Ce lit, nous l'avons suivi sur le haut Skakterdal, jusqu'à la descente abrupte qui mène au Dividal. Sa continuation se présente dans la cuvette en forme d'U du Tag Vand, beaucoup plus bas qu'au voisinage de la brèche, mais à quelques centaines de pieds encore au-dessus de la vallée actuelle. La pente de ce glacier aboutit au Balsfjord. *Son lit aux parois polies s'enfonce vers l'aval sous la nappe du Sagel Vand, après s'être abaissé jusqu'à 90 mètres; cette nappe elle-même est soutenue, du côté de la mer, peut-être par une moraine frontale, et en tout cas aussi par les atterrissements dans lesquels ont été entaillées les terrasses du Balsfjord.*

A l'époque où j'eus l'occasion de franchir ces terrasses, des travaux exécutés en vue de la construction d'une nouvelle route permettaient d'en étudier la coupe. Elles sont constituées par du sable dont les grains sont anguleux, et dans lequel se trouvent enchâssés, comme dans des poches, de grandes quantités de petits galets. Ces intercalations ont une pente oblique, plus forte que celle du talus extérieur de la terrasse. Au milieu des graviers on rencontre encore de menus fragments usés de granite rouge. Ça et là, sur la terrasse, on découvre des blocs rouges plus volumineux; M. Pettersen est d'avis qu'ils pourraient bien être tombés des hauteurs adjacentes. Ce qui m'a le plus surpris, c'est la présence dans la masse des sables de petits fragments arrondis de bois

carbonisé : ils témoignent qu'au temps où ces sables s'amonce-  
laient, il poussait ici quelques arbres. On ne voit aucune trace  
d'animaux marins.

En continuant à descendre, nous atteignons la mer.

**2. Du lac de Tornea à la mer.** — A l'extrémité nord du grand  
lac de Torneâ (319<sup>m</sup>,2\*), l'unique abri qui existe à des lieues à la  
ronde est une cabane de pêcheurs rarement habitée, si l'on ne  
compte pas les campements passagers des Lapons nomades. Cette  
hutte est environnée d'un amoncellement de gros blocs; il y a du  
gneiss, des schistes anciens, même du granite rouge, mais cette  
dernière roche ne prédomine pas comme dans la région du Divi.  
Cet amas de blocs ressemble à une moraine qui aurait été poussée  
hors du lac; tandis qu'ailleurs les moraines se présentent barrant  
les lacs du côté de l'aval, ici, l'accumulation de matériaux dont il  
est question se trouve à l'extrémité d'amont. Le cap qui du bord  
septentrional, au sud-ouest de la cabane, s'avance dans le lac est  
formé d'un quartzite, faisant partie de la série des terrains en couches  
horizontales constituant le plateau qui entoure cette section du  
lac. Nous longeons encore la moraine sur un court espace, afin d'at-  
teindre la crête de quartzite. Au point où elle se soude à la terre,  
elle s'abaisse; un vieil enclos de rennes, solidement entouré, occupe  
la dépression et barre le chemin. Au delà de cet enclos se dresse  
une colline de quartzite isolée, entièrement arrondie par le passage  
des glaces, appelée Polno-Röset ou Rös et répondant à la borne  
n° 272 de la frontière Suédo-Norvégienne<sup>1</sup>. Au pied du Rös, dans  
une dépression toute couverte de stries, des mares sans écoulement  
parsèment la surface moutonnée; c'est là que passe la ligne de  
partage des eaux (390<sup>m</sup>,5\*), à 71<sup>m</sup>,3 seulement au-dessus du lac.  
A droite de cette ligne de partage le sol descend directement sur le  
lac; à gauche, le regard plonge dans la partie supérieure de la  
gorge profonde que le Sör Elv a entaillée dans l'ancien lit glaciaire  
et par laquelle il se précipite en bouillonnant vers le Sördal. Si ce  
torrent parvient un jour à couper en deux le col situé au-dessous du  
Polno-Röset, tâche que lui faciliteront les grandes masses de neige  
qui s'accumulent tous les ans dans cette dépression du sol, le lac  
de Torneâ se trouvera rattaché au domaine atlantique, tout comme

1. Des tables de pierre où sont gravés les chiffres royaux et les dates de 1763 et de  
1827 sont en cet endroit enclâssées dans une pyramide en pierres sèches: à droite et à  
gauche, les bois, pour autant qu'il s'en présente, ont été abattus sur une certaine largeur  
le long de la frontière; l'aspect de cette coupe, qui rappelle une large route, est très  
étrange dans cette solitude.

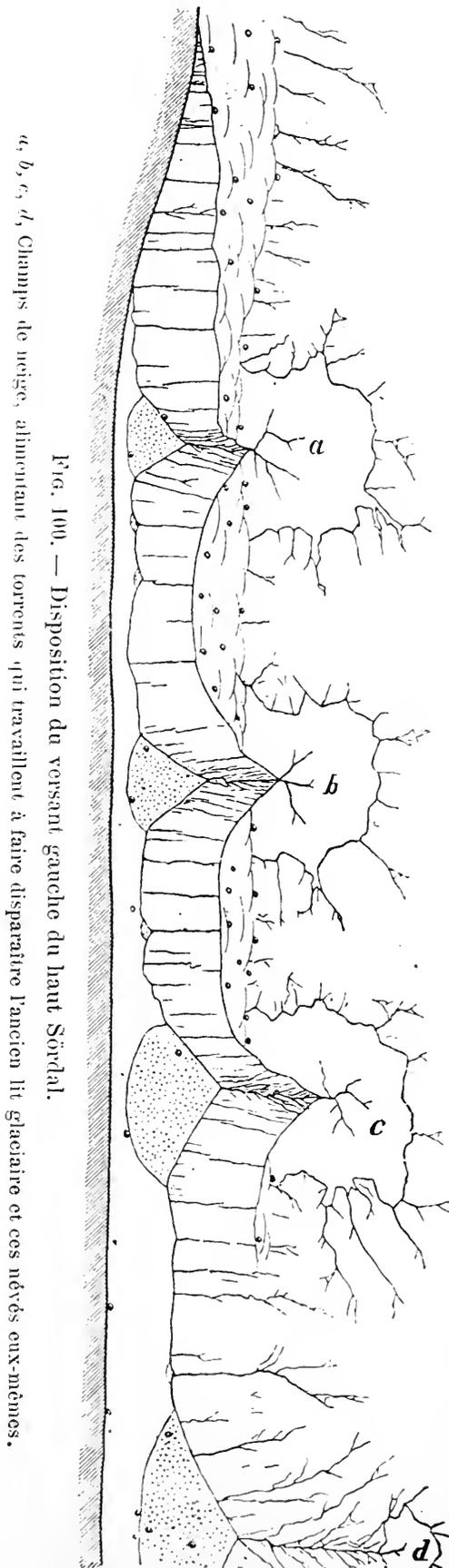


Fig. 100. — Disposition du versant gauche du haut Sördal.  
*a, b, c, d,* Champs de neige, alimentant des torrens qui travaillent à faire disparaître l'ancien lit glaciaire et ces névés eux-mêmes.

le sont ses voisins du Nord-Est, dont l'altitude est plus élevée.

La gorge du Sör Elv est infranchissable, et nous escaladons à sa droite le versant qui enveloppe l'extrémité nord du lac. Des collines détritiques arrondies sont plaquées assez irrégulièrement sur ce versant et garnies de bouleaux clairsemés. Bientôt les arbres disparaissent, et le sommet du col de Stagenuni (782 m.\*), bien au-dessus de la ligne de partage, est atteint. Nous nous trouvons encore une fois dans une large dépression en forme d'U; des roches moutonnées nous environnent de toutes parts, et tous les traits qui caractérisent le lit d'un glacier s'offrent à notre vue. Jusqu'à 100 mètres au moins au-dessus de nous, les versants, formés de quartzites et de schistes horizontaux, se montrent encore arrondis par les glaces; dans le fond, le Sör Elv s'est encaissé. Il n'est pas douteux que la masse glaciaire, à l'encontre de l'écoulement actuel du Torneå, se soit avancée vers le nord, et que, marchant en sens inverse de la pente actuelle, elle ait franchi en remontant tout l'espace qui s'étend du fond du lac jusqu'à la cuvette de Stagenuni. Le Polno-Röset et le faite de partage coïncident avec un point qui a été affouillé d'une manière particulièrement énergique; mais le seuil qui domine le lac, c'est-à-dire la partie inférieure de l'U, se trouve à 200 mè-

tres au moins au-dessus de son niveau actuel. Cette hauteur, à laquelle il faut encore ajouter la profondeur du lac, a été nécessairement remontée par la glace.

Le Stagenuni à son tour correspond à une brèche, toutefois cette coupure diffère de celle du Tjoalma Vagge non seulement par l'altitude considérable du seuil, mais encore par sa plus grande largeur. L'écartement est beaucoup plus grand entre les montagnes tabulaires qui se dressent des deux côtés du haut Sördal, le Rissovarre et le Duoddarats à droite, le Nunnis, le Spikalomi et d'autres encore à gauche; mais, tout comme là-bas le Skakter, le Sör Elv se creuse une gorge. On se rend parfaitement compte ici de la destruction par les eaux courantes de l'ancien lit glaciaire, situé à une

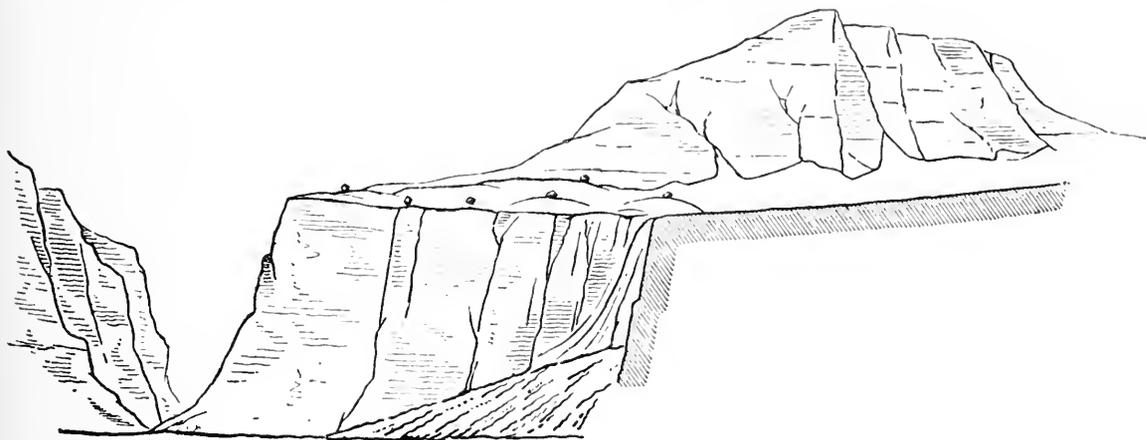


FIG. 101. — Profil en travers du versant gauche du haut Sördal.

altitude supérieure. Jetons les yeux en face de nous, sur la rive gauche. Au-dessous des hauts sommets rocheux, bien stratifiés, un épaulement se poursuit, tel qu'une corniche très large. Cet épaulement est le rebord supérieur de la zone polie par le glacier, et il se sépare très nettement des escarpements qui le dominent. On le voit distinctement, depuis la bordure nord-ouest du lac de Torneå, contourner la cime du Nunnis et se prolonger, bien au-dessus de la ligne actuelle de partage des eaux, jusque dans le haut Sördal. Il représente ce qui reste de l'U du lit glaciaire. De plus, entre les divers sommets consécutifs se trouvent de petits cirques, occupés par des névés (*a, b, c, d*, fig. 100) et débordant sur l'épaulement. De chacun de ces champs de neige sort un torrent, qui descend avec fracas jusqu'au niveau de la gouttière principale du Sör Elv, en rongant peu à peu, par érosion régressive, la partie de l'épaulement correspondant à son bassin et en empiétant du même coup de plus en plus sur les

limites du cirque neigeux auquel il s'alimente lui-même. Un de ces ruisseaux sauvages, que la hauteur de sa chute fait retomber en poussière, remplit de nuages d'écume une grande partie de l'étroite vallée. C'est ainsi que le premier sommet est entouré d'un large épaulement, qui règne jusqu'à la coupure du Sör Elv et qui recule ensuite à l'endroit où s'est établi la cascade; le deuxième sommet est bordé par un contrefort moins large; plus étroit encore est le fragment qui s'étend au pied du troisième sommet; et sous le quatrième cette ceinture a presque entièrement disparu. Le lit glaciaire n'est plus visible; seuls, les amas détritiques plaqués contre les flancs de la vallée et les rares blocs de granite rouge qui s'y montrent disséminés en dénotent des vestiges. A partir de ce point, la vallée actuelle n'a été façonnée que par les eaux courantes et les agents atmosphériques. C'est de la même manière sans doute qu'ont pris naissance les grands placages de débris du Dividal. Ainsi, une vallée en U a été remplacée par une vallée en V, dont le fond occupe un niveau beaucoup plus bas; et, en même temps, un plateau s'est trouvé découpé par l'érosion en une série de montagnes isolées.

Le Sördal s'encaisse rapidement. La première ferme, Sörgaard, à 17 kilomètres 4 en aval de Polno-Röset et à 13 kilomètres environ du point dont la cote a été mesurée au Stagenuni, ne se trouve qu'à 103<sup>m</sup>,3\* d'altitude. Le lit glaciaire, dont toute trace a disparu depuis longtemps à l'amont de Sörgaard, devait certainement se trouver sur ce point à plus de 300 mètres au-dessus du plafond actuel de la vallée; tant eut de puissance, depuis le retrait des glaces, le travail de l'eau courante<sup>1</sup>!

A quelque 25 kilomètres au-dessous de Polno-Röset la vallée s'élargit, et l'on atteint bientôt le Bardo Elv; il y existe des terrasses, et c'est là qu'est située la seconde ferme, Strömsmoen, qui n'est qu'à 61<sup>m</sup>,5\* au-dessus de la mer<sup>2</sup>.

A Strömsmoen, on a atteint le Bardo Elv, qui descend de l'Alte Vand; les terrasses se multiplient, et près du confluent un large gradin, formé de sable fin, couvre une vaste surface. Dans cette

1. En 1875, près de Sörgaard, un énorme bloc, plus gros qu'une maison, se détacha de la paroi de quartzite qui domine la vallée, et tomba des hauteurs avec fracas; à la grande surprise des habitants, il rebondit sur la prairie du fond jusqu'en plein milieu de la vallée; c'est là qu'il git aujourd'hui, entièrement isolé.

2. Ce chiffre diffère notablement de celui qu'indique la carte administrative norvégienne (341 pieds = 106<sup>m</sup>,9); il représente la moyenne de trois mesures prises à des jours différents. Je laisse aux observateurs à venir le soin de décider. De même Sörgaard devrait, bien entendu, si l'altitude de Strömsmoen était 106<sup>m</sup>,9, se trouver plus haut que 103<sup>m</sup>,3; ici encore mon chiffre est la moyenne de deux mesures presque concordantes.

vallée fluviale bordée de terrasses, nous nous trouvons en quelque sorte au-dessous de l'ancien lit glaciaire; en effet, l'infatigable Pettersen a reconnu des roches moutonnées à une hauteur considérable sur le Graahøgden, sommet situé à droite de la vallée, au-dessous de la paroisse de Bardo; quant aux blocs de granite rouge, il les y a retrouvés jusqu'à 2200 pieds [690 m.], et même, sur le flanc gauche de la vallée, au Store Ala, jusqu'à 3000 pieds [910 m.] d'altitude<sup>1</sup>.

Le Maals Elv est également bordé de terrasses, mais dans ces parties basses, en aval de Bakkehaug, on observe çà et là dans les terrasses, outre des sables et des graviers, une argile bleue compacte; c'est le cas notamment dans la dépression voisine du fleuve, au-dessous de Moen en Maalselven. En aval de la paroisse de Maalselven, on voit encore au bord du fleuve ces anses recourbées qu'on nomme en Amérique « ox-bows » et qui sont si caractéristiques des méandres fluviaux. Mais désormais l'argile bleue domine; vers Guldhåv, à la naissance de l'estuaire, les moutonnements reparaissent; le lit du glacier a atteint le niveau de la mer, et l'argile bleue de l'estuaire repose sur ses bosses. Un long éperon rocheux s'avance en mer dans la direction du nord jusqu'à Maalsnäs, et ses versants sont recouverts d'une telle accumulation de blocs qu'on croirait volontiers qu'une moraine atteint la mer. On y trouve encore des blocs de granite rouge de Suède.

### 3. Mouvement glaciaire à l'encontre de la pente des vallées.

— On sait, grâce aux efforts combinés des savants norvégiens et en particulier aux travaux d'ensemble de Kjerulf, que dans le Sud de la Norvège, à l'ouest de la baie de Kristiania, les traces de l'ancienne couverture glaciaire indiquent des mouvements dirigés vers la mer, en éventail; à l'est de cette baie, on voit se répéter la même allure rayonnante, mais à partir d'un autre centre de dispersion<sup>2</sup>. En même temps, dans toute cette région, on ne peut méconnaître une certaine concordance des directions avec la forme actuelle de la surface, au moins d'une manière générale. Plus au nord apparaissent des conditions différentes: sur de vastes espaces, le mouvement de la glace s'y est dirigé à l'encontre de la pente

1. K. Pettersen, *Det nordlige Norge*, etc.; VIII, *Bardodalen*, et XI, *Granitisk flytblokkestrøm udefter Maalselv, Bardo og Salangsdal* (Tromsø Mus. Aarsh., VIII, 1883, p. 1-4 et 23-38).

2. Th. Kjerulf, *Om Skuringsmaerker, Glacialformationen, Terrasser og Strandlinier* (Univers. Progr. f. and. Halvaar 1872, in-4°, Christiania, 1873); et ailleurs.

actuelle des vallées. Le fait s'impose avec tant de force que les anciens géologues croyaient nécessaire d'invoquer, pour en rendre compte, un soulèvement ultérieur, inégal, de la Scandinavie.

Que la direction des stries se rattache à un système unique, tout en s'orientant, sur une très longue distance, *de l'aval à l'amont*, vers la ligne actuelle de partage des eaux, Durocher le savait déjà, bien qu'il crût pouvoir expliquer l'ensemble du phénomène par l'action des glaces flottantes<sup>1</sup>. En 1857, Hörbye a donné un excellent exposé des faits<sup>2</sup>; on savait déjà, à cette époque, qu'à partir du 62° degré de lat. N. environ, sur les versants méridionaux du Dovrefjeld, la face des rochers exposée au choc direct des glaces et polie par leur passage était tournée vers le sud, et que le mouvement avait dû, par conséquent, être dirigé du sud au nord; au delà du Stor Sjön, de 62° à 63°30', Durocher avait reconnu la même opposition entre le sens actuel de l'écoulement des eaux et l'allure des anciennes surfaces striées; Suhrlund avait montré qu'entre 65° et 66° les stries, débordant la ligne de partage vers l'ouest et le nord-ouest, pénétraient dans le Vefsandal, vallée qui atteint la mer dans le voisinage des Sept-Sœurs (66°, fig. 102); enfin, le même observateur avait constaté jusque par-delà le groupe de lacs du Valta Jaure, qui marque la séparation entre le domaine du Luleå-Träsk et celui du Tysfjord, que les stries s'orientaient suivant les directions E.-W. et N.W.-S.E.

Déjà, à cette époque, où l'on doutait encore que la glace eût été réellement l'agent du polissage, on savait que cet agent s'était déplacé sur de vastes espaces *d'aval en amont*. Aujourd'hui, nous sommes forcés de conclure de ces constatations que la faite de la calotte de glace se trouvait à l'est de la ligne actuelle de partage et à une altitude plus grande.

Or Hansen a montré que c'est aussi à cette circonstance qu'il faut attribuer la formation de terrasses et de lignes de rivages sur ces pentes<sup>3</sup>. Sur le flanc méridional du Dovrefjeld, notamment dans

1. J. Durocher, *Études sur les phénomènes erratiques de la Scandinavie* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2° sér., IV, 1846-47, p. 29-89); et ailleurs.

2. I. C. Hörbye, *Forsatte iagttagelser over de erratiske phaenomener* (Nyt Magaz. f. Naturvid., X, 1859 p. 232-261, carte); et surtout ses *Observations sur les Phénomènes d'Erosion en Norvège*, publiées par B. M. Keilhau (Progr. de l'Univ. de Christiania pour le 1<sup>er</sup> sem. 1857, in-4°, 56 p., cartes; en particulier p. 23-24).

3. Andr. M. Hansen, *Om seter eller strandlinjer i store høider over havet* (Arch. f. Math. og Naturv., X, 1886, p. 329-352, 3 pl.) [et *On "Seter", "Strandlinjer", or Parallel Roads in Central Norway* (Nature, London, XXXIII, 1885-86, p. 268, 293, 318, 343, 365)]. — La question est encore discutée pour le Sud de la Norvège centrale; voir A. Hansen, *Om beliggenheten af bræskillet og forskjellen mellem kyst- og kontinental-siden hos den*

le bassin supérieur du Glommen, on rencontre des gradins horizontaux très étendus formés d'alluvions; ils sont situés de 657 à 1090 mètres au-dessus de la mer et se montrent quelquefois liés à la présence d'entailles dans la roche en place. Ces entailles ne déterminent pas à proprement parler de sillons, mais des paliers horizontaux, assez semblables à des marches qui auraient été pratiquées dans le roc solide; on les appelle *Seter* ou *Såtar*, c'est-à-dire « banquettes », et comme je ne connais pas d'autre expression pour caractériser convenablement ce phénomène, c'est le mot que j'emploierai.

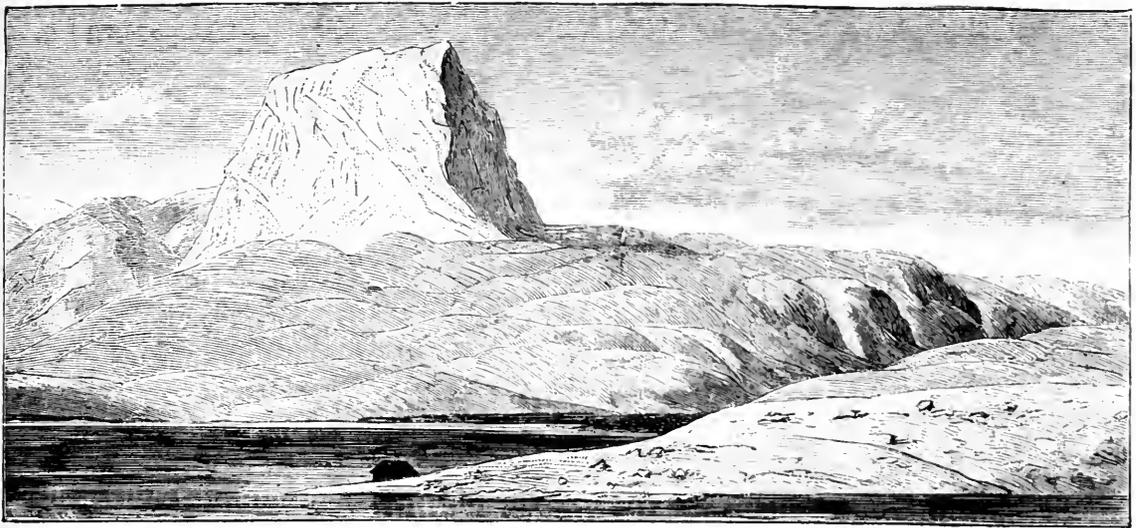


FIG. 102. — Les « Sept Sœurs », ancien nunatak de l'époque glaciaire.  
Vue prise de la mer (d'après un croquis de l'auteur).

Jamais on n'a trouvé à de pareilles hauteurs les restes d'animaux marins appartenant aux époques récentes. Les hautes vallées où se présentent ces gradins sont aujourd'hui largement ouvertes de toutes parts vers l'aval, mais leurs *seter* et leurs terrasses sont horizontales. Il a donc fallu qu'il y existât autrefois, pendant un certain temps, un barrage quelconque. La limite méridionale du polissage dirigé du sud au nord, c'est-à-dire en remontant les vallées, et du charriage de blocs corrélatif se trouve pour le Gudbrandsdal et l'Oesterdal bien loin au sud et au sud-est de la ligne

*skandinaviske storbræ* (Nyt Mag. f. Naturvid., XXXIV, 1893, p. 142-214); H. Reusch, *Har der existeret store isdåmmede indsjøer paa østsiden af Langfjeldene?* (Norges Geol. Unders., Aarvog for 1892-93, p. 51-59). — Le plus ancien exemple connu d'une haute terrasse lacustre, en Scandinavie, a été signalé par Linné dès 1734; A. G. Nathorst, *Linnés iakttagelser öfver strandlinier vid gränsen mellan Sverige och Norge* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XII, 1890, p. 30-34.)

actuelle de partage. Lorsque commença le recul de la glace, les parties hautes des vallées, les plus voisines de la ligne de partage, ont dû nécessairement être débarrassées les premières, puisque le faite de la nappe glaciaire ne coïncidait pas avec la ligne de partage des eaux (fig. 105). En aval elles étaient encore barrées par la glace, et c'est ainsi qu'ont pris naissance des lacs de grande altitude, et sur le bord de ces lacs eux-mêmes, les seter et les hautes terrasses. C'est l'oscillation diurne de la température à la surface de l'eau qui a entaillé les seter dans les parois rocheuses<sup>1</sup>.

Ce qui est visible au Dovrefjeld se répète dans le Jemtland. Törnebohm a confirmé les données de Durocher sur la direction des stries. Högbom a étudié l'allure de ces stries avec plus de précision encore (fig. 103). Dans l'Angermanland et le Jemtland septentrional, l'« Inlandsis » se déplaçait du N. au S. ;

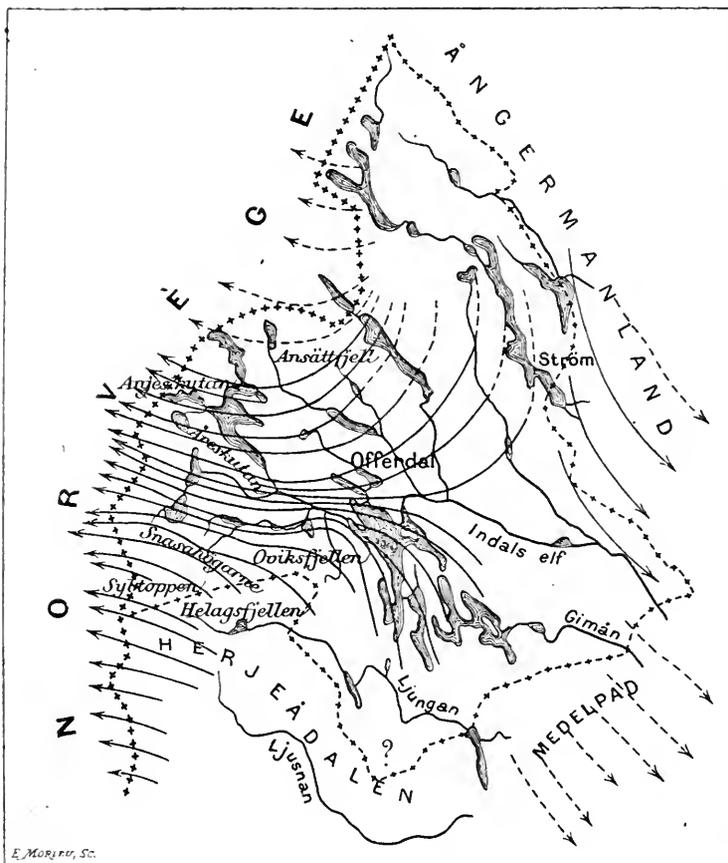


FIG. 103. — Direction des stries glaciaires dans le Jemtland, d'après Högbom (in Nathorst, *Sveriges Geologi*, 1894, p. 223). — Échelle de 1 : 4 000 000.

dans le Jemtland méridional, le mouvement était dirigé vers le nord. Ces deux courants opposés, parvenus dans la région qui correspond à peu près à la partie orientale du Stor Sjön actuel, jusqu'aux environs de Ström, se rencontraient et étaient déviés vers

[1. Sur le mécanisme de la formation des seter, voir O. E. Schiötz, *Nogle bemærkninger om dannelsen af strandlinier i fast fjeld* (Christiania Vidensk.-Selsk. Forhandl., 1894, Nr. 4, 18 p.); sur le rôle des glaces flottantes, voir G. Hartmann, *Der Einfluss des Treibeises auf die Bodengestalt der Polargebiete* (Beitr. zur Geogr. des festen Wassers, Wiss. Veröffentl. d. Ver. für Erdkunde zu Leipzig, I, 1891, p. 173-286).]

l'ouest et le sud-est. Il ressort en particulier, tant de la direction des stries que de la nature des blocs, qu'un puissant mouvement s'est produit vers l'ouest, c'est-à-dire vers la Norvège, obliquement à la dépression occupée aujourd'hui par le Kall Sjön. Les blocs montrent à la vérité que nombre des plus hauts sommets étaient recouverts par la glace; néanmoins, dans les profondeurs du glacier, les parois

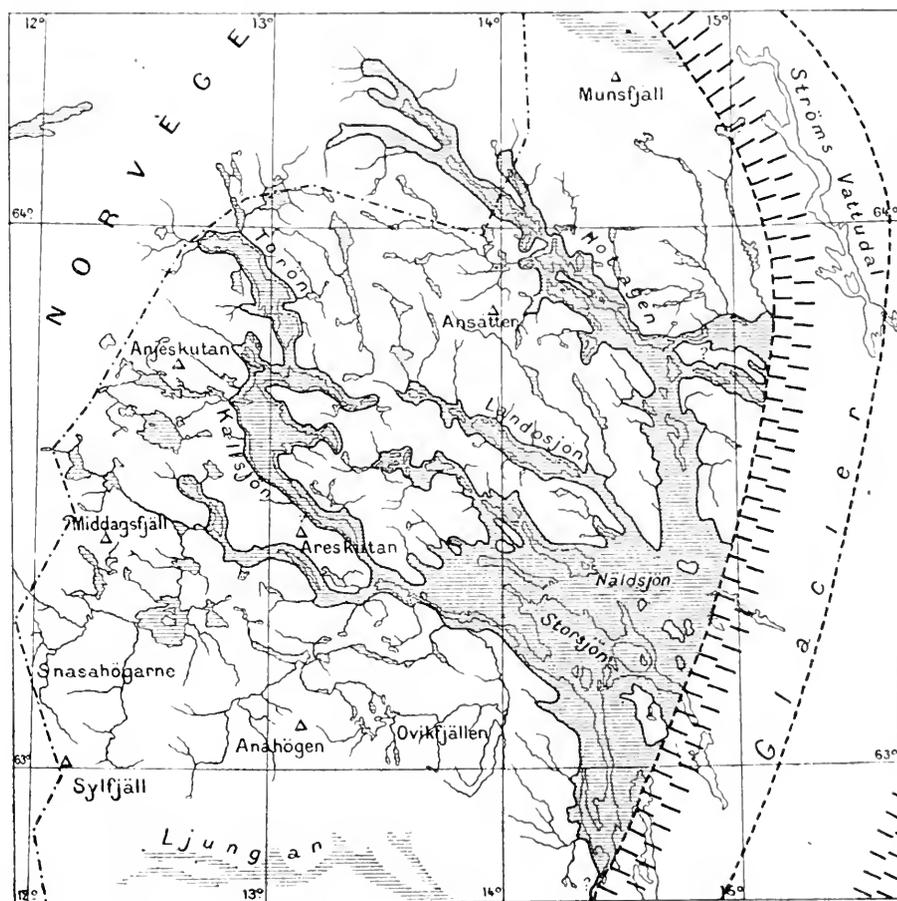


FIG. 104. — Ancien lac glaciaire du Jemtland, d'après Gunnar Andersson (*Den central-jämtska issjön*, Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n° 166, 1897, carte C). — Échelle de 1 : 2 000 000.

abruptes qui bordent la rive ouest du Stor Sjön ont déterminé une déviation assez brusque du courant glaciaire méridional, du N.N.W. vers l'W.; le mouvement principal s'est produit ainsi, comme par une large ouverture, à travers les régions encaissées voisines de l'Åreskutan, et en franchissant la ligne actuelle de partage des eaux<sup>1</sup>.

Ici encore, d'après Högbom, à l'ouest du Stor Sjön, on constate la présence de lignes horizontales; des vestiges de terrasses paraissent

1. A. G. Högbom, *Glaciata och petrografiska iakttagelser Jemtlands län* (Sver. Geol. Unders., Ser. C, n° 70, in-4°, 1885, 38 p., cartes. [Voir aussi A. G. Nathorst, *Sveriges Geologi*, 1894, p. 216, 223, etc.]

sent entourer l'Åreskutan; sur le Kall Sjön il s'en montre également (fig. 104). Ici encore, lors du recul de la calotte glaciaire, la ligne de partage a dû se trouver découverte, alors que vers l'aval les vallées étaient encore barrées par la glace. Aussi Hansen

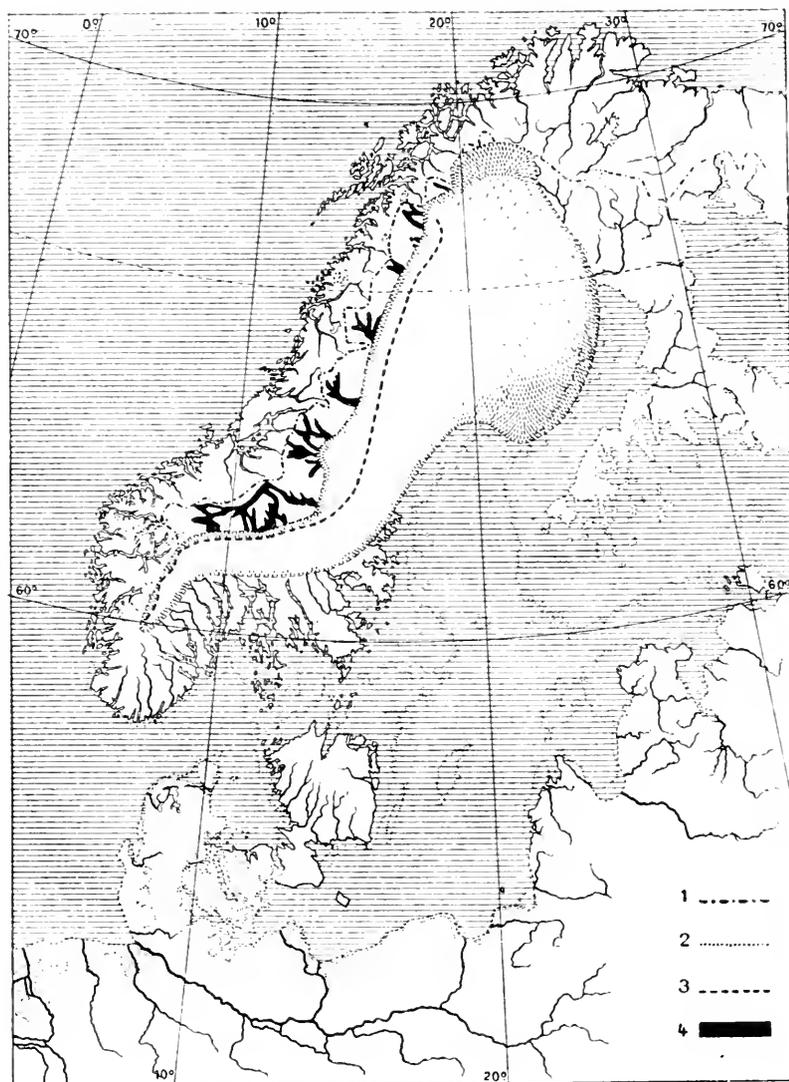


FIG. 103. — La Scandinavie vers la fin de l'époque glaciaire, d'après G. de Geer (*Om Skandinaviens geografiska utveckling efter istiden*, Sveriges Geol. Unders., Ser. C, No. 161 b, 1896, pl. 4).

1. Ligne de partage des eaux : 2. Tracé des rivages actuels : 3. Arête culminante du glacier baltique  
4. Anciens lacs de barrage. — Echelle de 1 : 20 000 000.

attribue-t-il à ces gradins la même origine qu'à ceux du Dovrefjeld<sup>1</sup>.  
Bien plus loin encore au nord, Svenonius a également trouvé, à

[1. Voir aussi A. G. Högbom, *Om märken efter isdämda sjöar i Jemtlands fjell-trakter* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XIV, 1892, p. 561-581, pl. 11, 12; Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n° 128, 1893), et *Några anmärkningar om de isdämda sjöarna i Jemtland* (G. F. F., XIX, 1897, p. 311-326; S. G. U., Ser. C, n° 169, 1897); et surtout

l'extrémité nord-ouest du Sitas Jaur, dans le Lule Lappmark, une terrasse située à l'altitude d'environ 2270 pieds [712 m.], sur un point que ne commande aucune saillie vers l'aval; et Fredholm a découvert au Puollant-Jätkko, dans le voisinage du Stor Sjöfall, deux lignes de rivage horizontales à environ 1700 et 1800 pieds au-dessus de la mer [530 et 565 m.]. Svenonius explique leur genèse de la même manière<sup>1</sup>.

Il est superflu de dire que les phénomènes observés à l'extrémité supérieure du lac de Torneâ concordent pleinement avec toutes ces constatations : là aussi nous avons vu que la glace, remontant vers l'Océan Atlantique, a franchi, en sortant du fond du lac, le seuil de Stagenuni<sup>2</sup>; et les traînées de sable vaguement alignées au-dessus du barrage qui soutient le lac représentent la terrasse du Sitas Jaur<sup>3</sup>.

Ces hautes terrasses, ces lignes de rivage situées sur le versant des montagnes opposé à l'Océan Atlantique sont donc absolument indépendantes des niveaux qu'a pu occuper la mer; il n'en ressort ni soulèvement, ni affaissement du sol. Ces gradins n'ont d'autre origine que celle-ci : *en reculant, la glace a laissé libres, de part et d'autre des vallées, des cols de plus en plus bas*, par-dessus lesquels les lacs se vidaient en partie dans les vallées voisines. C'est ainsi qu'ont pris naissance, en Écosse, sous l'influence d'un barrage glaciaire, les célèbres « Parallel Roads » de Lochaber, comme Agassiz l'a depuis longtemps reconnu : leurs altitudes correspondent à celles de chacun des cols qui encadrent la région<sup>4</sup>.

On serait dès lors très peu justifié à vouloir trouver pour cet

G. Andersson, *Den centraljämteska issjön* (Ymer, 1897, H. 1, p. 41-76, 3 pl., cartes; S. G. U., Ser. C, n° 166, 38 p., 1897), et *Några anmärkingar om den centraljämteska issjön* (G. F. F., XIX, 1897, p. 488-491).]

1. F. Svenonius, Geol. Förhandl. Stockholm, VII, Séance du 10 avril 1885, p. 608, et Note, *ibid.*, VIII, 1886, p. 56, 57.

[2. Sur la direction du mouvement des glaces dans la partie septentrionale de la Suède, voir K. A. Fredholm, *Beitrag till kännedomen om de glaciala företeelserna i Norrbotten* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XIII, 1891, p. 441-469, pl. 7 : carte, et XIV, 1892, p. 195-200; Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n° 117, 1892).]

[3. Cette conclusion a été confirmée par K. Pettersen (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, XCVIII, Abth. I, 1889, p. 100); voir aussi F. Svenonius, *Strandlinierna vid Torne Träsk* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XX, 1898, p. 153-162).]

[4. J. Prestwich, *On the Origin of the Parallel Roads of Lochaber and their Bearing on other Phenomena of the Glacial Period* (Phil. Trans., vol. 170, 1879, p. 663-726, pl. 46 : carte); Jolly, *The Parallel Roads of Lochaber* (Nature, XXII, 1880, p. 68-70); J. E. Marr, Geol. Mag., Dec. 3, IV, 1887, p. 151; Chr. Sandler, *Die Lochaber Strandlinien* (Mitteil. Vereins f. Erdkunde zu Leipzig, 1888, p. 195 et suiv.); T. F. Jamieson, *Supplementary Remarks on Glen Roy* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLVIII, 1892, p. 5-28); J. Geikie, *The Great Ice Age*, 3<sup>d</sup> ed., in-8°, London, 1894, p. 282-285; Warren Upham, *The Parallel Roads of Glen Roy* (Amer. Geologist, XXI, 1898, p. 294-300).]

ensemble de lignes les mêmes altitudes dans des vallées différentes.

4. **Origine des « lacs de glint » de la Laponie.** — Le mouvement de l'Inlandsis à l'encontre de la pente des vallées caractérise, ainsi que nous venons de nous en rendre compte, toute la partie du Glint norvégien que nous examinons ici, et en particulier toute la région des lacs de glint de Laponie. On y voit régner, au point de vue du mouvement de la glace, des conditions qui, dans les Alpes, ne sont pour ainsi dire jamais réalisées. Les langues glaciaires actuelles des Alpes se meuvent suivant la pente des vallées, et presque toujours leur extrémité est libre. Quand il existe au bout du glacier des étranglements, ce sont en général des gorges creusées par le cours d'eau de sortie : telle la gorge de la Möll en avant de l'extrémité du Pasterze, ou encore la gorge de la Massa au pied du grand glacier d'Aletsch. Dans ces gorges, il n'y a pas de glace du tout, comme c'est le cas au Pasterze, ou bien elles n'exercent aucune influence décisive sur le mouvement du glacier. Les étranglements et les barrages qui accidentent, à l'intérieur même de leur cours, les langues glaciaires des Alpes ne peuvent guère se comparer aux coupures du Glint.

Pour ce motif, c'est peine perdue que de vouloir, d'après les effets des courants de glace à terminaison libre qu'offrent actuellement les Alpes, tirer des conclusions sur les effets de l'Inlandsis de Norvège. Il me semble que la meilleure méthode est de partir de ce fait d'expérience, que la glace se meut comme une matière visqueuse, et de voir comment se comportent, d'une manière générale, les masses liquides qui sont déviées ou gênées dans leur mouvement de progression par un obstacle. On sait que les glaciers se meuvent plus rapidement en leur milieu que sur les bords, que dans les parties dont le tracé n'est pas rectiligne la vitesse est plus grande du côté convexe que du côté concave, et que quand la section se resserre la masse tout entière se meut plus rapidement que là où elle s'élargit. Tout fleuve présente les mêmes phénomènes : il tend à fixer son profil en travers, et en même temps à régulariser son profil en long, en lui donnant une pente continue, comparable dans son ensemble à une parabole aplatie. Ce n'est qu'exceptionnellement et sur des points nettement circonscrits que l'action du courant se fait sentir au-dessous de la ligne qui définit le profil en long, et y produit un trou, une dépression fermée; c'est ce qu'on appelle un « Kolk ».

Nous distinguerons deux sortes de dépressions de ce genre : celles qui sont en rapport avec la formation d'un *tourbillon*, et celles qui résultent de la présence d'un *barrage*.

Dans le premier cas, il se produit un trou lorsque, par suite de la rencontre de deux courants, l'eau acquiert un mouvement giratoire, en décrivant des spirales dont l'axe tend à s'enfoncer de haut en bas dans le sol. Ces cavités sont dues en général à des causes passagères, et elles se combent quand ces causes disparaissent. L'opération du sondage au milieu d'un tourbillon est difficile et incertaine, et je ne suis pas en mesure de fournir de chiffres précis sur les dépressions tourbillonnaires qui peuvent exister dans les fleuves. Il est fort rare que les glaciers des Alpes se prêtent à de telles formations, et ce n'est jamais que sur une petite échelle; mais le cas paraît se présenter dans les émissaires de la calotte glaciaire du Groenland. Les *Grydedale* que Kornerup a décrites dans le Sermilikfjord et son tributaire l'Alangordlia (63° 30' à 63° 40') sont de grandes cuvettes polies, creusées dans la roche; c'est uniquement à cause de leurs dimensions extraordinaires qu'elles ne lui parurent point pouvoir être regardées comme des marmites de géants dont les glaces auraient façonné les parois. Elles sont situées à l'abri de montagnes qui étaient entièrement ensevelies sous la couverture des glaces, et semblent toujours s'ouvrir du côté du fjord ou de la vallée qui servait de lit à un grand courant glaciaire. Leur forme est celle d'un paraboloïde de révolution dont l'axe serait vertical<sup>1</sup>. Ces caractères répondent bien au taraudage giratoire des cavités fluviales. *Les Grydedale sont des trous, creusés par des tourbillons.*

Quant aux cavités en rapport avec des barrages, elles se forment lorsque la section d'un cours d'eau vient à être subitement rétrécie. Les efforts qui ont été accomplis pendant ces dernières années en vue de régulariser différents tronçons du Danube et du Rhin ont nécessité la fermeture de certains bras de l'un et l'autre de ces fleuves ou même du lit principal, pour contraindre ainsi les eaux à s'engager dans un nouveau chenal. Les barrages qu'exige une telle opération sont très difficiles à établir. Le fleuve se met à approfondir son lit dans la mesure où le périmètre mouillé se trouve réduit, et si l'on ne parvient pas, par l'immersion de gros blocs ou d'une autre manière, à consolider le fond dans la partie étranglée et à constituer un ouvrage de défense solide, le trou

1. A. Kornerup, *Geologiske iagttagelser fra vestkysten af Grønland (62°15'-64°15' N. B.)*; Meddelelser om Grønland, I, 1879, p. 106 et suiv.

s'agrandit; il est même arrivé souvent que la puissance de l'homme ne se maintint pas à la hauteur de celle du fleuve. En amont du barrage, le courant est comme arrêté; il se précipite à travers l'ouverture encore incomplètement fermée avec une violence irrésistible, en approfondissant sans relâche le sillon par lequel il s'échappe. Son mouvement est dirigé, à partir de l'obstacle, vers le bas, comme lorsqu'une digue est franchie, et en aval de l'ouvrage se forme la partie la plus profonde de la dépression allongée qu'il creuse dans son lit. Cette dépression constitue le « Kolk ». Parvient-on à fermer complètement la digue, alors cette partie la plus profonde du kolk se trouve au-dessous du barrage, dans le bras fluvial désormais abandonné. Si le fleuve arrive à crever la partie du lit artificiellement consolidée, on peut le voir arracher de pesants blocs de pierre et les entraîner au fond de la dépression, puis les faire remonter le versant situé vers l'aval et enfin les déposer au-dessous du trou, sur la berge, en un large demi-cercle, et cela parfois à un niveau plus élevé que le fond où ces blocs avaient été primitivement immergés.

MM. les ingénieurs Fänner et Taussig ont eu l'obligeance de me communiquer une série d'exemples empruntés au Danube. Il convient de remarquer que, dans ces différents cas, les travaux ont été poursuivis sans interruption, en utilisant toutes les forces disponibles, de manière que le fleuve n'a jamais eu le temps d'achever jusqu'au bout son œuvre d'affouillement. Je cite quelques-uns de ces exemples.

Lorsqu'à Weidenhaufen, en aval de Vienne, l'ancien lit du Danube fut fermé, on fut obligé de travailler sans protéger le fond; quand le resserrement atteignit 45 mètres, le plan d'eau se trouva relevé de 0<sup>m</sup>,95; et pour cette hauteur du barrage le fleuve avait déjà pratiqué sur son lit, dont la profondeur normale était de 3 mètres, un trou de 18 mètres de profondeur: il s'était donc encaissé de 15 mètres.

A Fischamend, en 1869, on ferma une digue en épi, à travers laquelle un bras du Danube avait coulé, sans embâcle aucune, par une ouverture de 162 mètres. On constata que la dépression s'était approfondie de 3 à 14 mètres; elle pénétrait au-dessous des alluvions jusque dans les argiles tertiaires.

La digue en épi d'Elend se trouve sur la rive droite de la partie régularisée du Danube, et coupe obliquement un ancien bras qui s'en va vers la droite. Lorsque, après de grands efforts, on put fermer l'épi, la différence de niveau des deux nappes liquides de part et

d'autre de la digue était de  $1^m,10$  et le trou situé en aval avait  $44^m,3$  pour une profondeur d'eau normale de  $2^m,5$  : nombre de gros blocs, qu'on avait immergés en vue de fermer la digue, gisaient à 60 ou 80 mètres en aval de cette fermeture, donc au delà de la dépression, disposés en demi-cercle sur des points peu profonds du lit fluvial.

La figure 106 montre un autre exemple emprunté à la digue en épi de Neu-Haufen, au-dessous de Vienne.

Honsell nous a donné un intéressant exposé des travaux qui ont été exécutés pour fermer le « Vieux-Rhin » à Mannheim. Le tiers environ de la masse totale des eaux s'écoulait par le Vieux-Rhin, et c'était ce bras qu'il fallait fermer. Une fois tous les préparatifs achevés, le travail commença le 1<sup>er</sup> mars 1866 par la consolidation du fond. Le 13 avril, grâce à des efforts énergiques, le barrage était terminé, et la différence de niveau entre les eaux d'amont et les eaux d'aval atteignait 43 pouces [ $1^m,16$ ]. Deux jours après l'achèvement, on remarqua que le couronnement de la digue s'affaissait ; l'ouvrage était attaqué par en dessous, et en l'espace de quelques heures le fleuve s'était pratiqué une ouverture de 50 pieds [ $16\text{ m.}$ ] de large sur 45 pieds [ $4^m,50$ ] de profondeur, par laquelle il se précipitait avec un bruit de tonnerre. Lorsqu'à la suite de nouveaux efforts on fut parvenu à combler la brèche, on reconnut, pour autant qu'on pouvait s'en rendre compte après coup, que la profondeur extrême de l'affouillement dans la dépression atteignait au moins 60 pieds [ $20\text{ m. environ}$ ].

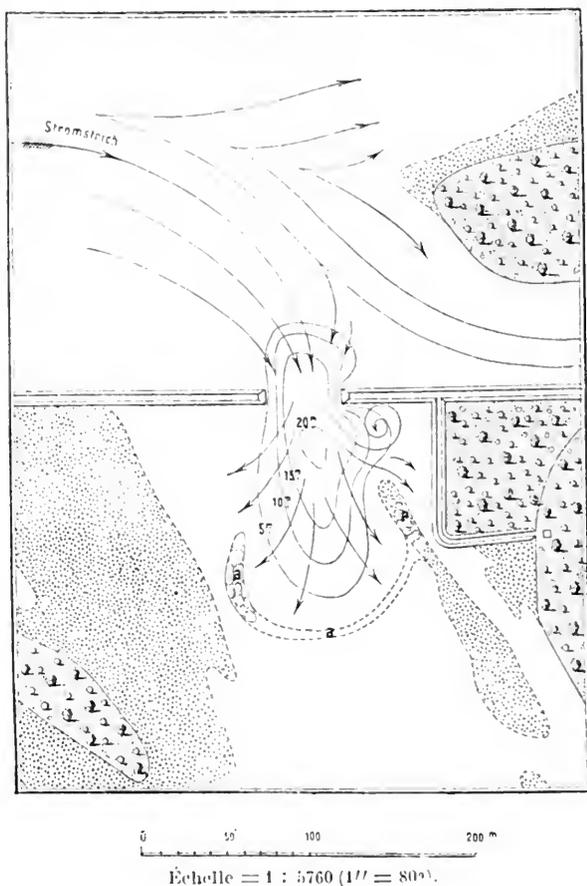


FIG. 106. — Fermeture de la digue en épi de Neu-Haufen, Schüttau. Travaux de régularisation du Danube en aval de Vienne, 1882-83. D'après un croquis communiqué par M. le conseiller Taussig.

a, a, a, Accumulation en fer à cheval de blocs arrachés au plafond de la digue et transportés de bas en haut à travers le « Kolk ». Cette demi-lune est moins élevée au centre que sur les bords, à cause de la violence du courant.

Du reste, au cours de la correction du Rhin dans le grand-duché de Bade, on a observé des affouillements atteignant jusqu'à 30 mètres<sup>1</sup>.

Il est juste de remarquer que tous les trous mentionnés ici ont été creusés dans des alluvions sans consistance ou dans de l'argile; ils n'en montrent pas moins que les eaux courantes, si la section du canal par où se fait leur écoulement vient à être resserrée, sont capables d'excaver et d'approfondir le sol avec une grande puissance; et il n'est guère permis de douter que l'effet exercé en quelques semaines ou en quelques jours sur un sol peu résistant se produirait également en roche dure, si le temps nécessaire était laissé au fleuve pour l'accomplir. Tous les indices tendent à démontrer que cette force, l'Inlandsis du Groenland la possède aussi.

Grâce à Jensen et à Kornerup, on connaît avec précision les pointes rocheuses qui, sous le nom de nunataks de Jensen et nunataks de Dalager, s'élèvent au-dessus de la glace en amont de l'« Isblink » de Frederikshaab<sup>2</sup>. Les premiers représentent les sommets d'une crête montagnaise qui arrête à la façon d'un barrage le mouvement des glaces, dirigé vers le S.W. Au-dessous de ces rochers, l'altitude de la glace est de 4 230 pieds [1327 m.], et à quelque distance au-dessus, de 5 000 pieds [1560 m.]. Le relèvement local qu'ils déterminent dans le niveau du glacier atteint donc plusieurs centaines de pieds. Une faible partie de la glace s'écoule dans les intervalles des nunataks, et l'on se rend compte, par le changement d'aspect de la surface, de la rapidité de son mouvement; le reste, — la plus grande partie, — les contourne au N.W. et au S.E. Mais au S.W., c'est-à-dire sur le côté qui est protégé par cette ligne de hauteurs, on voit apparaître au beau milieu de l'Inlandsis des moraines disposées en grands segments circulaires. Ces demi-cercles ont leur convexité tournée dans le sens du mouvement de la masse glaciaire supérieure et en définissent les bords; ils sont formés de blocs de diabase riche en péridot, roche inconnue en place très loin à la ronde, et font partie, par conséquent, de la moraine de fond. Ainsi donc, sur ce point où la glace doit posséder une épaisseur énorme, *l'influence du barrage est si considérable que la moraine de fond est amenée des profondeurs jusqu'à la surface, et s'étale en*

1. M. Honsell, *Die Correction der Mündung der Neckars in den Rhein* (Allg. Bauzeitung, XXXVI, 1871, p. 383-422, cartes; surtout p. 401, pl. 67, fig. I et IV); et *Die Correction des Ober-Rhein* (Beiträge zur Hydrographie des Grossh. Baden, III. Heft, in-4°, Carlsruhe, 1885, p. 46).

2. J. A. D. Jensen, *Expeditionen till Syd-Grönland i 1878* (Meddelelser om Grönland, I, 1879, p. 17-76); Kornerup, même vol., p. 115, 128 et ailleurs.

demi-cercle, comme le font les blocs en aval des endiguements du Danube. Mais en même temps, derrière le nunatak central, sur le versant abrité, là où se trouve en quelque sorte le point mort du mouvement, on observe un lac circulaire de 800 pieds [250 m.] de diamètre, à 5000 pieds au-dessus de la mer [1560 m.], mais à 600 ou 800 pieds [200 m. environ] en contre-bas de la surface du glacier; Kornerup l'assimile à un grydedal, c'est-à-dire à un trou creusé par un tourbillon.

Les nunataks de Dalager présentent un relèvement analogue de la glace qui pénètre entre les masses rocheuses; en avant de chacune de ces branches du glacier, la moraine de fond apparaît, dessinant une série de courbes en fer à cheval qui sautent d'un rocher à l'autre (fig. 107).

L'accélération du courant dans les couloirs qui séparent les nunataks, le relèvement de la moraine de fond, ramenée d'une grande profondeur, et la formation d'un tourbillon sur le flanc protégé de la ligne de hauteurs, — toutes ces circonstances répondent si complètement aux faits observés pour les eaux courantes qu'on peut affirmer que, dans le cas qui nous occupe, des conditions

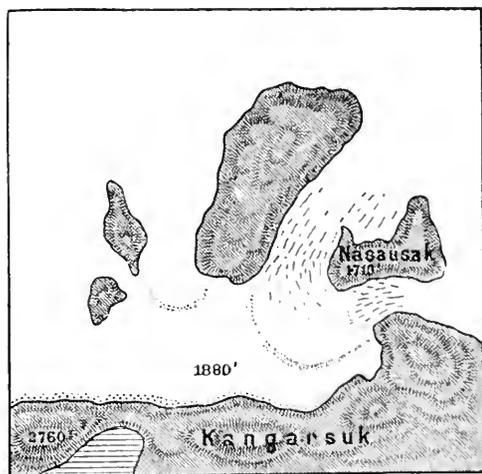


FIG. 107. — Les nunataks de Dalager, d'après Jensen et Kornerup (voir la fig. 108, p. 391). — Échelle de 1 : 330 000 environ.

semblables engendrent des effets semblables. L'eau courante donnerait naissance, sur le flanc protégé, à un tourbillon et à une excavation en rapport avec ce phénomène; nous pouvons supposer de même que dans le fond, au-dessous du lac, les conditions nécessaires à la formation d'un grydedal se trouvent réalisées. Le charriage en hauteur de la moraine de fond correspond au transport de bas en haut, par-delà le trou, des blocs de pierre arrachés au plafond artificiel, et nous sommes ainsi conduits à supposer qu'aux points correspondants, des cavités, dues à la présence du barrage, sont également excavées par la glace dans les profondeurs.

Helland, qui à la suite de ses observations dans le Groenland s'est nettement prononcé en faveur de l'origine glaciaire des lacs et des fjords de Scandinavie, n'a pas fait intervenir, pour expliquer ces affouillements locaux, les étranglements préexistants du lit; il semble plutôt avoir été frappé par l'accroissement de vitesse que

détermine, dans une vallée principale, le débouché de glaciers secondaires. Cette circonstance peut en effet, ailleurs, exercer un rôle prépondérant, mais dans le cas des lacs de Laponie elle n'est pas réalisée, ou du moins, dans la mesure où je les connais, si elle se produit, ce n'est que d'une manière tout à fait exceptionnelle<sup>1</sup>.

Revenons au Glint de Laponie. Il forme, comme nous l'avons vu, une haute muraille, où affleurent par la tranche les couches du massif tabulaire paléozoïque. Il est traversé par de nombreux couloirs, au fond desquels s'allongent les lacs de glint lapons, à angle droit sur la direction de la muraille, en sorte que son alignement coupe par le milieu les plus grands de ces lacs. C'est par ces couloirs que la glace a pénétré en Norvège. Plusieurs des pylônes qui les flanquent ont été eux-mêmes submergés, au moins pendant un certain temps, comme le prouve le granite rougé qui couvre le sommet du Store Jerta. Mais, ainsi qu'au Sermilik, où les stries suivent dans le bas la direction du fjord, tandis qu'au sommet des montagnes environnantes elles rayonnent en éventail<sup>2</sup>, de même, en Laponie, au temps de la plus grande extension des glaces, les couloirs du fond ont exercé une influence directrice sur l'allure des parties inférieures de la nappe. Avant l'époque glaciaire, il existait des vallées qui, partant de la Norvège, empruntaient ces dépressions et s'étendaient vers le golfe de Botnie. Le Högskar Elv, l'Anavandene, le Gievadne Jaure ont conservé jusqu'à présent, dans les fragments de l'ancien système de vallées qu'ils occupent, la pente qui le caractérisait. Dans toutes ces vallées, l'effort de la glace fut dirigé vers l'amont. A l'entrée de chaque couloir se produisait un brusque étranglement; un grand nombre réalisaient les conditions nécessaires pour la formation d'un « kolk » de barrage. En aval de l'obstacle, là où aurait dû se creuser une dépression, on trouve aujourd'hui un lac. La poussée des glaces a fait reculer le Glint et l'a en partie détruit; mais il n'en est pas moins vrai que la résistance opposée fut si considérable, que les anciennes vallées fluviales ont été affouillées et transformées en de longs et profonds bassins lacustres. Ce n'est pas le seuil de Stagenuni, à l'extrémité d'amont du lac de Torneå, qui a déterminée la formation de ce lac, mais bien le Glint, qui croise ce lac par le milieu. D'ailleurs, qu'est-ce que serait devenu, dans toute autre hypothèse, le cube de terrains horizontaux qui correspond à la largeur du lac?

1. Am. Helland, *Om dannelsen af fjordene, fjorddalen, indsøerne og havbankerne* (Öfvers. K. Sv. Vet.-Akad. Förhandl., Stockholm, XXXII, 1875, n° 4, p. 25).

2. Kornerup, *Mém. cité*, p. 109.

Combien d'affaissements linéaires parallèles ne faudrait-il pas imaginer pour expliquer la configuration de ces cuvettes? Et pourquoi ces fosses seraient-elles établies précisément à angle droit sur la direction du Glint? Les couloirs secondaires, dont la structure est plus simple, comme au Tjoalma Vagge, montrent avec assez d'évidence qu'il s'agit ici uniquement d'un travail d'érosion.

*Les lacs de glint de Laponie sont des trous de barrage.*

5. **Anciennes lignes de rivage des fjords.** — Il existe dans les fjords de Norvège aussi bien des terrasses que de véritables seter. Leur horizontalité est extrêmement frappante. Parfois le tracé de ces lignes est si net, elles s'accompagnent d'un si grand nombre de gradins réguliers, que dans leur rigueur géométrique elles importunent et troublent les yeux, désireux de jouir de l'infinie variété du paysage.

D'après les descriptions que contiennent nos manuels, on se fait une idée très simple de ces accidents : on y voit l'effet d'une oscillation de la terre ferme, phénomène difficilement conciliable d'ailleurs avec une pareille régularité. Dès lors on regarde volontiers les oscillations actuelles de la Baltique, dont on a tant parlé, comme la continuation des oscillations antérieures de la Norvège. Une première visite à un fjord du Nord ébranle déjà cette opinion : car on observe à Bodö, à Tromsö et ailleurs, sur le bord même de la mer, un liséré de sables marins d'un jaune clair, s'élevant à 30-40 pieds au plus [10-12 m.] au-dessus de la rive, et remplis de milliers de coquilles appartenant à la faune actuelle ; ces dépôts, par leur coloration et leur structure non moins que par les mollusques qu'ils renferment, diffèrent entièrement des sédiments des terrasses ; ils sont sans aucun doute plus récents. Ce sont les sables « post-glaciaires » des géologues scandinaves ; leurs caractères nous apprennent qu'aujourd'hui, dans les fjords où on les rencontre, règnent des conditions tout autres qu'à l'époque où se formaient les terrasses.

Dans ces fjords du Nord, que j'ai eu l'occasion de visiter moi-même, il y a lieu de distinguer trois groupes de dépôts récents.

Le premier groupe est représenté par des couches coquillières, atteignant 150 à 170 pieds d'altitude [50 m. environ] ; Pettersen les considère comme peut-être interglaciaires. Je n'ai pas eu l'occasion de les observer.

Le second groupe correspond aux sédiments des terrasses. Vers la partie inférieure seulement, comme on peut le voir dans le lit du Maals Elv, ils comprennent des couches d'argile bleue ; tout le reste

est formé de sables, de graviers et de petits galets, au milieu desquels apparaissent çà et là des blocs plus volumineux. On n'y observe aucune trace de coquilles, tout au moins dans les gradins supérieurs; la couleur est grise ou d'un gris brunâtre, et la stratification, pour autant qu'on peut s'en rendre compte, est oblique : elle évoque plutôt l'idée d'un cours d'eau torrentiel que celle de la mer. La présence de petits fragments de bois et de débris de granite rouge de Suède dans une des terrasses du Balsfjord a déjà été mentionnée (II, p. 556). Ce sont là les traits qui caractérisent les terrains d'alluvion dans les vallées des pays de montagnes. L'origine glaciaire ou fluvio-glaciaire de ces accumulations ressortira de l'examen d'un grand nombre de circonstances, qu'il nous reste à exposer ici.

Enfin le troisième groupe, le plus récent, comprend les sables coquilliers post-glaciaires du littoral, déjà mentionnés.

Kjerulf distingue dans le fjord de Kristiania des bancs coquilliers anciens, à faune arctique, qui s'élèvent jusqu'à 540 pieds de haut [170 m.], et des bancs coquilliers plus récents, d'âge post-glaciaire, qui ne dépassent pas 200 pieds [62 m.]. Il semblerait donc qu'ici la submersion ait été plus accentuée que dans le Nord. De la présence des coquilles arctiques jusqu'à 540 pieds, on conclut à un niveau marin de 600 pieds [190 m.], ce qui correspondrait à l'altitude des terrasses les plus élevées du fjord de Kristiania<sup>1</sup>. La Suède reste ici hors de cause; ainsi qu'Otto Torell l'avança le premier, et comme l'ont confirmé de nombreuses observations ultérieures, ce pays, avec le golfe de Botnie et la Finlande, constituait le centre de rayonnement d'une calotte glaciaire compacte, qui non seulement empiétait sur les vallées de la Norvège, mais s'établait au loin sur le Danemark et sur une grande partie de l'Allemagne et de la Russie<sup>2</sup>.

Au préalable, il ne faut pas oublier qu'en Norvège des terrasses et des seter ont été rencontrées au cœur même du pays et très haut dans la montagne; leurs caractères sont identiques à ceux qu'on observe dans les fjords, et il a été démontré que ces formations ont pris naissance pendant le retrait des glaces. Retenons, en

1. Th. Kjerulf, *Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegen*; deutsche Ausgabe von A. Gurlt, in-8°, Bonn, 1880, p. 2-23.

2. Otto Torell, *Undersökningar öfver istiden* (Öfvers. K. Vet.-Akad. Förhandl., XXIX, n° 10, 1872, p. 25-66, et XXX, 1873, n° 1, p. 47-64). [Voir aussi A. G. Nathorst, *Sveriges Geologi*, in-8°, 1894, *passim*; et G. de Geer, *Om Skandinaviens geografiska utveckling efter istiden. Från Stockholms Högskolas populära föreläsningar*, in-8°, 160 p., 6 cartes, 1896 (Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n° 161 a, b).]

outre, ce fait que les terrasses des fjords et les lignes entaillées dans le roc qui leur servent de cortège sont antérieures aux sables marins post-glaciaires.

On a contesté l'horizontalité des lignes. Bravais, pendant le séjour qu'il fit à Bossekop, à l'extrémité supérieure de l'Altenfjord, en 1838-39, crut reconnaître que deux de ces lignes, particulièrement nettes, étaient continues entre cette station et Hammerfest; ses observations en six points différents lui donnèrent, pour leur altitude respective, les résultats suivants :

	I	II	III	IV	V	VI
	mèt.	mèt.	mèt.	mèt.	mèt.	mèt.
Ligne supérieure. . . . .	67,4	56,5	51,8	49,6	42,65	28,6
Ligne inférieure. . . . .	27,7	24,5	20,5	18,3	16,60	14,1
Différence d'altitude. . . . .	39,7	32,0	31,3	31,3	26,05	14,5

De là, Bravais déduisait que la ligne supérieure avait été autrefois horizontale, puis qu'elle aurait subi un relèvement égal aux différences de niveau portées ci-dessus; quant à la ligne inférieure, également horizontale à l'origine, elle se serait formée ensuite, et enfin toutes deux auraient acquis leur inclinaison actuelle<sup>1</sup>.

En France, en Allemagne et en Angleterre, ces observations ont été regardées comme confirmant la théorie du soulèvement; mais elles n'ont pas trouvé la même faveur auprès des savants scandinaves. La distance du Kaafjord, à l'extrémité sud de l'Altenfjord (point I), jusqu'à Hammerfest (point VI) est d'environ 90 kilomètres. Dans cet intervalle, Talvig, par exemple (point II), est situé sur la rive ouest de l'Altenfjord, alors que Lerisfjord (point III), à 35 kilomètres environ au N.N.E., se trouve sur la rive orientale du Varg Sund, continuation de l'Altenfjord. Or, comme de nombreux horizons, dans ce bras de mer, sont indiqués soit par des terrasses, soit par des lignes d'entailles dans la roche et que Sexe a reconnu dans le Kaafjord seul, par exemple (point I), 9 horizons différents entre 0 et 200 pieds d'altitude, il n'est nullement cer-

1. *Rapport sur un Mémoire de M. A. Bravais, relatif aux lignes d'ancien niveau de la mer dans le Finmark* (C. R. Acad. Sc., XV, 1842, p. 838); voir aussi Ch. Martins, *Du Spitzberg au Sahara*, in-8°, Paris, 1866, p. 127-136. — Dans le compte rendu qu'il consacre aux observations de Bravais (p. 840, note), Elie de Beaumont se prononce contre l'hypothèse d'un barrage temporaire par la glace, parce que, sans parler de nombre d'autres impossibilités, la surface d'un glacier serait trop sujette à varier pour donner naissance à des nappes d'eau d'altitude fixe. Par contre, il déduit des observations de Bravais une fracture ou une flexion du sol au voisinage de Rastabynaes, où l'inclinaison respective des lignes subit un changement notable. Dans le même volume des *Comptes rendus* p. 846), Biot attire l'attention sur la possibilité de variations locales de la pesanteur.

tain que les points mesurés par Bravais appartiennent en réalité aux deux mêmes horizons<sup>1</sup>.

Ainsi comprend-on également que Mohn, se fondant sur de nombreuses mesures prises dans le même fjord, ait discerné, au lieu des deux lignes divergentes et non horizontales de Bravais, cinq groupes de lignes horizontales, situées respectivement à 186, 152, 128.5, 89.5 et 73.5 pieds, ou 58.3, 47.7, 40.3, 28 et 23 mètres<sup>2</sup>.

C'est avec plus de netteté encore que Karl Pettersen, après de longues années d'observations, a exposé les faits constatés dans des fjords très voisins, ceux du district de Tromsø. Ce géologue est arrivé aux résultats suivants : en allant vers le fond des fjords, c'est-à-dire à mesure qu'on s'éloigne de la mer, on rencontre bien des lambeaux de lignes plus élevées, mais il ne se produit pas, de la mer vers l'intérieur, un relèvement qui affecterait un seul et même système de lignes; ce sont des fragments de lignes horizontales absolument indépendants les uns des autres qui apparaissent tour à tour, se succédant *en escalier* à des altitudes de plus en plus grandes. Il semblerait, en général, que les conditions nécessaires à la formation de ces lignes se soient trouvées réalisées dans les chenaux intérieurs plus tôt que sur le littoral de l'Océan<sup>3</sup>.

Partout on constate que les lignes les plus élevées se présentent au fond des fjords; une des rares exceptions à cette règle est la ligne de Trondhjem, dont nous allons bientôt parler. D'autre

1. S. A. Sexe, *Om nogle gamle strandlinier* (Archiv f. Mathem. og Naturvid., Kristiania, I, 1876, p. 17 carte). [Dans de récentes études, A. M. Hansen et G. de Geer ont défendu l'exactitude des observations de Bravais : d'après ces savants, la dualité d'horizon des terrasses et leur relèvement continu, quoique suivant une amplitude variable, vers l'intérieur, correspondraient à un fait général sur toute la côte de Norvège; A. M. Hansen, *Strandlinje-studier* (Archiv f. Mathem. og Naturvid., XIV, 1890, et XV, 1891, 186 p., 3 pl.); G. de Geer, *Om Skandinaviens nivåförändringar under kvartärperioden* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., XIV, 1890, p. 61-110; Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n° 98, 1890). Le même état de choses se poursuivrait dans la presqu'île de Kola, comme l'ont montré les travaux de W. Ramsay (*Ueber die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit*, Fennia, XVI, n° 1, 1898). Pour un résumé de ces recherches, voir E. Haug, *Revue générale des Sc.*, X, 1899, p. 630-634.]

2. H. Mohn, *Bidrag til kundskaben om gamle strandlinier i Norge* (Nyt Magaz. f. Naturvid., Kristiania, XXII, 1877, p. 41 et suiv.).

3. K. Pettersen, *Terrasser og gamle strandlinjer* (Tromsø Mus. Aarsh., III, 1880, p. 34, 36, 52, carte; traduit en allemand par R. Lehmann, *Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss.*, Halle, LIII, 1880, p. 820, 821, 837). Les tronçons particulièrement continus de Viken (101 pieds [31 m.]), de Sandviken (113 pieds [35 m.]) et de Grepstad (123 pieds [38 m.]), sur la côte sud de l'île de Kvalø, dans le Malangenfjord, ont été décrits par Pettersen comme représentant des exemples de cette succession en escalier de nouveaux fragments de lignes. — L'interruption brusque de tous les tronçons de lignes dans l'Altenfjord est discutée aussi par Sexe, *Mém. cité*, p. 13 et suiv.

part, on constate aussi, dans les îles, que la côte qui fait face à la mer libre possède très peu de formations de ce genre, et même, d'une façon générale, il ne semble guère exister de hautes lignes de rivage tournées vers le large. Ces lignes caractérisent presque exclusivement les chenaux intérieurs et les bras de mer très ramifiés que protègent les îles servant de bordure au continent; d'ordinaire, elles y apparaissent dans les anses bien abritées; et cette double circonstance, jointe à l'emboîtement en échelon de lignes dont l'altitude va en augmentant vers l'intérieur, nous amène à nous demander si les terrasses et les seter du bord de la mer ne se seraient pas formées de la même manière que celles de la haute montagne.

A ces faits s'ajoutent d'autres constatations, qui sont décisives.

Dans l'opinion de Kjerulf, dont les études magistrales embrassent sept degrés de latitude et dont l'avis doit être écouté avant tout autre, des lignes aussi nettement définies que celles qu'on observe sur les côtes de Norvège ne peuvent avoir été produites que par des mouvements du sol intermittents et relativement brusques; Keilhau avait déjà exprimé autrefois des vues analogues. D'après Kjerulf, la situation de la plupart des grandes terrasses indiquerait nettement qu'elles représentent d'anciens deltas; toutefois, l'allure des gradins eux-mêmes démontrerait que *le soulèvement n'a pas été continu, mais qu'il s'est produit par saccades*<sup>1</sup>.

Contre cette hypothèse de soulèvements du sol se produisant par saccades, Sexe s'est prononcé pour les raisons suivantes : *la hauteur et le nombre des lignes dans les divers fjords, voire dans les diverses ramifications d'un seul et même fjord, ne sont pas invariables*; et en général, sur les côtes de la mer libre, on n'a point observé de terrasses qui fussent situées à une grande distance des embouchures actuelles des cours d'eau, bien que ces régions aient dû, elles aussi, être soulevées. Dans les diverses vallées latérales du Hardangerfjord, nous dit Sexe, le nombre des gradins est très variable; dans la vallée de l'Odda il y en a 5, dans le Tyssedal 2, dans le Kinsarvik 5, dans l'Oyffjord 2, et dans le Graven 4. Sur l'Odda, il se serait donc produit cinq mouvements brusques, qui auraient donné naissance à des gradins situés à 293, 94, 80, 43 et 12 pieds [91, 30, 25, 13 et 3 m.]; dans le Tyssedal, tout près de là, il ne s'en serait produit

1. Kjerulf, *Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegen*, deutsche Ausgabe, p. 12, et dans beaucoup d'autres publications. Bravais admet également des soulèvements par saccades, dont l'amplitude aurait d'ailleurs été plus grande dans l'intérieur que sur la côte; mais Kjerulf est aussi d'avis que l'allure des terrasses « ne permet pas de construire un plan incliné quelconque ».

que deux, qui auraient déterminé des gradins à 253 et 115 pieds [79 et 36 m.]; et ainsi de suite. Une telle irrégularité est inadmissible<sup>1</sup>.

Avec plus de force encore, Gumaelius a mis en lumière l'inégalité des gradins dans des vallées voisines. Ce savant a rassemblé toutes les mesures connues de lignes de rivage et de terrasses relevées sur le littoral norvégien jusqu'en 1880; il a réuni les chiffres par groupes de 10 en 10 pieds. Le tableau ainsi obtenu montre qu'entre 10 et 610 pieds [3 et 190 m.], il n'y a pas une seule dizaine dans laquelle ne se trouve comprise quelque-une de ces mesures. Quant aux différences locales, voici ce qu'on constate : de la pointe sud de la Norvège jusqu'à Jäderen, aucune terrasse n'apparaît au-dessous de 90 pieds [28 m.]. De ce point jusqu'à Trondhjem toutes les dizaines, de 19 à 509 pieds [6 à 160 m.], sont représentées; les plus hautes sont situées de 570 à 579 pieds [178-180 m.]. Dans le Hardangerfjord, elles ne dépassent pas 390-399 pieds [122-125 m.]. Dans le Sognefjord, sauf deux exceptions, tous les chiffres recueillis sont compris entre 130 et 490 pieds [40 et 153 m.]<sup>2</sup>.

A ces données empruntées à la Norvège méridionale et moyenne il faut tout de suite ajouter que dans les fjords du Nord, dans le district de Tromsø et l'Altenfjord, on ne trouve représentés que les horizons inférieurs, l'altitude de 220 pieds [70 m.] n'étant guère dépassée nulle part. Le seul enseignement général qui se dégage de ces faits est donc que dans le Sud les terrasses et les lignes semblent manquer au-dessous de 90 pieds [30 m.], et dans le Nord au-dessus de 220 pieds [70 m.].

Ce n'est pas seulement dans les aperçus d'ensemble que se révèle cette grande diversité d'altitudes; on la constate même à l'intérieur des divers fjords. Gumaelius mentionne le fait suivant, parmi de nombreux autres exemples : entre l'Eidfjord et l'Eidfjord Vand, dans le Hardanger, on peut voir sur l'un des versants de la vallée une puissante terrasse à 360 pieds [112 m.], alors que sur l'autre on note cinq terrasses entre 10 et 300 pieds [3 et 94 m.]. De si profondes divergences locales ne pouvaient manquer d'éveiller des doutes sur l'origine marine de ces anciens rivages, et Gumaelius a donné de ces doutes une expression très vive.

Aux environs de Trondhjem, *Hugh Miller* est arrivé à des résultats légèrement différents de ceux qu'ont publiés les savants

1. S. A. Sexe, *On the Rise of Land in Scandinavia* (Univ.-Progr. Christiania, 1<sup>er</sup> sem. 1872).

2. O. Gumaelius, *Några reseanteekningar från Norge*, II. *Rullstengrus, terrasser och nutida bildningar af bergartsspillor* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., V, 1880-1881, p. 175-207).

norvégiens. Cet observateur n'a pas distingué moins de 33 à 34 terrasses entre le niveau de la mer et l'altitude de 350 pieds [106 m.], la plupart creusées dans l'argile; elles sont situées presque sans exception dans des anses abritées; de 350 à 580 pieds [106 à 176 m.], il existe encore 9 ou 10 gradins. Les lignes les plus élevées sont deux seter entaillés dans la roche vive, au-dessus d'Ilsviken près Trondhjem; nous en parlerons dans un instant.

Miller considère toutes ces terrasses comme post-glaciaires, parce que les deux seter culminants seraient entaillés dans des roches arrondies par la glace; néanmoins, comme la faune marine reconnue jusqu'à 380 pieds possède un cachet arctique, les niveaux plus élevés doivent nécessairement dater encore de l'époque glaciaire. Si donc il s'est réellement produit des soulèvements successifs, ils ont dû être beaucoup plus fréquents et de plus faible amplitude qu'on ne le suppose d'ordinaire; de plus, étant donné le très grand nombre de gradins qu'on observe, il est impossible de dire si tous ont été conservés ou si beaucoup d'entre eux n'ont pas été effacés par les tempêtes ou par d'autres circonstances. Les gradins les plus petits ressemblent aux lignes dont on constate la présence après les grandes marées, là même où l'on ne peut découvrir la moindre périodicité dans la baisse du niveau des eaux<sup>1</sup>.

Il convient de remarquer que Miller n'applique cette dernière remarque qu'aux gradins les plus exigus et les plus bas. J'ai moi-même examiné attentivement les deux grandes lignes d'Ilsviken, que Kjerulf a le premier décrites. Ce sont deux lignes superposées, longues d'environ 1 kilomètre, et entaillées en partie dans du schiste et en partie dans un granite vert. Leur hauteur, selon Sejersted<sup>2</sup>, atteint respectivement 161<sup>m</sup>,4 et 177<sup>m</sup>,8. La ligne inférieure est beaucoup plus accusée que l'autre, et représente un seter typique.

On se trouve sur un versant dont la pente est médiocre, garni de broussailles et d'arbres clairsemés. A son pied est une petite plaine alluviale qui supporte la ville de Trondhjem; à gauche on

1. Hugh Miller, *Some Results of a detailed Survey of the old Coast-Lines near Trondhjem, Norway* (British Assoc., 1883; Nature, XXXII, 1883, p. 555). [Voir aussi H. Reusch, *Geologiske iagttagelser fra Trondhjems stift* (Christiania Vidensk.-Selskabs Forhandl., 1890, n° 7, p. 24-25, fig.); W. Upham, *Raised Shorelines at Trondhjem* (Amer. Geologist, XXII, 1898, p. 149-154).]

2. J. Sejersted, dans R. Lehmann, *Neue Beiträge zur Kenntniss der ehemaligen Strandlinien im anstehendem Gestein in Norwegen* (Zeitschr. f. d. ges. Naturw., Halle, LIV, 1881, p. 60, 68). Kjerulf, le premier, a décrit cette ligne (*Om Skuringsmærker*, etc., partie II; Univ.-Progr. Christiania, 2<sup>e</sup> sem. 1875, p. 91); il donne comme altitudes 462 et 510 pieds [145 et 161 m.]. Mohn a trouvé 160<sup>m</sup>,7 et 178<sup>m</sup>,5.

aperçoit une partie du fjord, et à droite, c'est-à-dire du côté de l'intérieur, des atterrissements épais, disposés en terrasses régulières.

Quelques rigoles peu profondes, servant de lits à un certain nombre de ruisseaux, découpent le versant et sont séparées par des contreforts larges et aplatis. Le recul du rocher étant plus considérable sur ces contreforts qu'au passage des rigoles en question, où il arrive à être presque nul, il en résulte une véritable chaussée horizontale, de largeur variable, dont la partie la plus large, sur les contreforts, atteint jusqu'à 30 mètres, et qui se trouve bordée du côté de la montagne par un escarpement abrupt, mais d'une faible hauteur. Cet escarpement ne montre pas la moindre trace de polissage, il a plutôt l'aspect d'une surface déchiquetée et ruiniforme. Cette corniche entaillée dans le roc ne saurait avoir pris naissance si le rivage avait baissé ou s'il avait monté : évidemment, elle n'a pu se former qu'à la condition qu'il se soit longtemps maintenu à la même altitude. L'agent du creusement a dû être brusquement arrêté dans son œuvre; sinon le palier horizontal, qui est si large, n'affecterait pas une telle netteté. C'est dans cette mesure qu'il faut se rallier à l'opinion de Kjerulf, sans cependant que l'on doive imaginer comme cause du changement survenu un brusque soulèvement du sol. Ces remarques, il convient de le dire, ne s'appliquent pas aux terrasses plus basses, dépourvues de seter et pratiquées dans des argiles sans consistance.

Un mode particulier d'association des terrasses avec les formations glaciaires a été décrit depuis longtemps par Codrington, et plus récemment, avec de grands détails, par Helland et par Holmström<sup>1</sup>. Voici en quoi il consiste :

Si l'on s'élève en partant de la mer, on traverse d'abord une série de gradins; le gradin supérieur, couvrant parfois une plus grande surface, s'adosse du côté de la terre à une moraine frontale qui barre transversalement toute la vallée et qui en même temps sert de couronnement aux terrasses; nous appellerons donc celles-ci *terrasses couronnées*. Au delà de la moraine vient un lac, et fréquemment l'on peut démontrer qu'il occupe une dépression creusée dans la roche en place; sa surface est au-dessus du niveau de la mer, mais son plafond descend souvent très notablement au-des-

1. T. Codrington, *On the probably glacial Origin of some Norwegian Lakes* (Quart. Journ. Geol. Soc., XVI, 1860, p. 345-347); Amund Helland, *Om beliggenheden om moræner og terrasser foran mangde indsøer* (Öfvers. K. Vetensk.-Akad. Förhandl., XXXII, 1875, p. 53-82, pl. I; extrait, Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIII, 1877, p. 165-172); Leon. Holmström, *Om moræner och terrasser* (Öfvers. K. Vetensk.-Akad. Förhandl., XXXVI, 1879, n° 2, p. 5-47, pl. I-V).

sous. Il arrive parfois que vers la terre, en amont du lac, apparaissent encore quelques terrasses; on doit les regarder comme des terrasses intérieures lacustres.

Done, le lac est soutenu par la moraine frontale qui couronne les terrasses, et la masse de matériaux détritiques dans lesquels sont entaillées les terrasses couronnées se relie intimement à la moraine. Comme Sexe l'a fait remarquer depuis longtemps, ces alluvions ont dû être amenées là quand le glacier existait encore, car autrement on ne voit pas comment elles auraient pu y arriver par-dessus la moraine et le lac.

Holland fait ressortir que cette association d'une moraine frontale avec des terrasses se répète en avant de près de 50 des principaux lacs de la Norvège, et que dans les exemples les plus caractéristiques, qu'il emprunte à l'Ouest du pays, notamment dans le Hardanger, le Sogne et le Nordfjord, la hauteur de ces terrasses en relation avec des lacs ne dépasse guère 100 mètres. L'un de ces lacs ainsi endigués, le Horningdalsvand (Nordfjord), se distingue par son extraordinaire profondeur : la surface de la nappe liquide se trouve à + 54 mètres et sa profondeur est de 486 mètres; le fond atteint donc la cote de — 432 mètres.

La moraine n'est pas toujours très nette, le lac semblant alors s'adosser directement à la terrasse supérieure; c'est le cas dont il a été question à propos du Sagel Vand, dans le Balsfjord (II, p. 556). Pettersen a décrit un exemple singulier dans le Kvæningen, où deux petits lacs, situés en arrière l'un de l'autre, sont séparés de la mer par un cordon analogue. Kornerup a publié une esquisse du Kangerdluarsuk méridional, dans le Groenland, où l'on voit cinq gradins superposés que couronne une moraine frontale haute de 400 pieds [125 m.].

Les exemples du Hardangerfjord, que je n'ai pas visité moi-même, semblent surtout instructifs. Holland nous apprend que là, le Gravens Vand se trouve séparé de la mer par des dépôts d'alluvions qui forment des gradins à 9, 16.5 et 41 mètres. Dans les graviers de la terrasse moyenne on trouve des troncs d'arbres et des pommes de pin, et aussi des coquilles de noisettes. Les bancs coquilliers post-glaciaires montent jusqu'au niveau de la terrasse supérieure, c'est-à-dire jusqu'à 41 mètres. Ceci nous rappelle les fragments de bois carbonisés que nous signalions plus haut dans la terrasse du Balsfjord; c'est aux observations futures de nous apprendre si ces débris de plantes, et avec eux l'époque où se sont accumulés ces amas détritiques, appartiennent

à une phase interglaciaire, ou, sinon, quelle peut bien être leur origine. Quant au gradin lui-même, à en juger par l'altitude qu'atteignent les coquilles marines, il ne peut avoir été entaillé que dans les âges post-glaciaires <sup>1</sup>.

Dans tous ces exemples, l'extrémité du glacier se trouvait logée dans la dépression que le lac occupe aujourd'hui, quand s'accumulaient les atterrissements du delta; la surface supérieure de ce delta, parfois très large, offre avec le lac les mêmes rapports que la plaine de Gschlöss, par exemple, avec le Schlattenkees, dans le massif du Venediger: cette plaine est formée d'alluvions récentes, dont le ruisseau qui sort du glacier exhausse et nivelle la surface en divaguant; et il serait facile, sans sortir des Alpes, de multiplier les cas du même genre. Mais cette accumulation des matériaux amenés par le glacier doit être soigneusement distinguée de la formation des terrasses; car celles-ci n'ont pris naissance que plus tard, par affouillement s'exerçant aux dépens de cette accumulation, de même que les lignes entaillées dans les terrains en place résultent de l'attaque de la roche dure.

Sexe et Gumaelius, prenant pour point de départ les différences locales d'altitude, ont proposé deux explications différentes; toutes deux considèrent les terrasses comme le résultat d'un processus d'alluvionnement en gradins, causé par l'alternance des phases d'apport et d'ablation; mais cette conception n'explique pas la présence des lignes taillées dans le roc. Je ne crois guère non plus que des terrasses d'accumulation puissent affecter des contours aussi nets, et l'on a reconnu au Sagel Vand que la stratification irrégulière de l'intérieur de la terrasse est plus inclinée que son profil extérieur.

Non moins remarquable est une relation d'un autre ordre que Pettersen a reconnue, dans certains fjords situés de 68° 50' à 70° de lat. N., entre les terrasses et les phénomènes qui ont marqué la fin de l'époque glaciaire. Dans ces régions, la glace venant de Suède apportait des milliers de blocs d'un granite rouge facile à reconnaître, qu'elle éparpillait sur le pays, et nous avons déjà dit que le même observateur a trouvé ces blocs sur les pentes du Store Ala, dans la vallée du Bardo, jusqu'à 3 200 pieds [1 000 m.], et sur celles du Mauktind, dans les environs du Tag Vand, jusqu'à 2 500 pieds

1. K. Pettersen, *Kvaenangen. Et bidrag til besvarelse af spørgsmaalet om fjorddannelsen* (Tromsø Mus. Aarsh., IV, 1881, p. 1-36, carte); Kornerup, *Meddelelser om Grønland*, II, 1881, p. 186; Helland, *Om en stigning af landet ved Hardangerfjord i en geol. saerdel. naer tid* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., II, 1875, p. 120-125).

[785 m.]. Au voisinage immédiat de la mer, ces blocs de granite rouge changent brusquement d'altitude. Des langues de glace chargées de blocs de ce genre semblent, peut-être durant quelque accalmie du recul glaciaire, s'être avancées jusqu'aux moraines qui, à l'intérieur du Salangenfjord, servent de barrage aux lacs d'eau douce; elles ont également marché vers le Balsfjord, dans des conditions semblables, par delà le Sagel Vand; mais déjà dans ces ouvertures le niveau des blocs n'atteint plus guère que quelques centaines de pieds. Sur les rives des fjords eux-mêmes, on cesse d'en voir au-dessus d'une limite qui est horizontale et, à en juger par les observations actuelles, on ne les rencontre dans le Salangen que jusqu'à 200 pieds [60 m. environ], dans le Malangen que jusqu'à 160 pieds [50 m.], et dans le Balsfjord que jusqu'à 120 à 130 pieds [40 m. environ]. Pettersen estime que ces blocs ont été charriés lors de la fonte de la calotte glaciaire, par des glaces flottantes. La limite supérieure de ces blocs dans les fjords coïncide avec la limite supérieure des terrasses<sup>1</sup>.

Il convient de remarquer à ce propos que les îles vastes et élevées servant de bordure au continent, aussi bien que les parties les plus occidentales du continent lui-même qui, aujourd'hui encore, dans le Lyngenfjord par exemple, nourrissent parfois des glaciers, n'étaient certainement pas dépourvues de glaces pendant la période glaciaire. Elles formaient au contraire les foyers de glaciations indépendantes, qui se comportaient au regard de l'Inlandsis venant de Suède comme les glaciations locales de la partie occidentale du Sud du Groenland par rapport à la calotte de glace de l'Est. Holm a montré que du cap Farewell jusqu'à 60° 30' environ, de hautes montagnes s'élèvent sur la côte occidentale: des glaciers rayonnent dans toutes les directions, comme dans les massifs alpins; par contre, à l'est, les hauteurs n'atteignent que 3000 pieds [950 m. environ], et une nappe de glace couverte de neige, au-dessus de laquelle se dressent les pics, recouvre toute la contrée; mais, actuellement, les glaciers s'accroissent, et leur jonction en une calotte glaciaire continue semble se préparer. De même, en Norvège, Pettersen a reconnu que le Tromstind, haut de 3970 pieds [1245 m.] et situé non loin de la côte ouest, a envoyé jadis, au travers du chenal actuel, une puissante langue glaciaire jusqu'à l'île de Tromsø, qu'elle a ensevelie sous les débris de roches provenant de ce sommet<sup>2</sup>.

1. K. Pettersen, *Det nordlige Norge under den glaciële og postglaciële tid*, III. bidrag: XI, *Granitisk flytbløkkestrøm udefter Maalselv, Bardo og Salangsdal* (Tromsø Mus. Aarsh., VII, 1885, p. 23-38).

2. G. F. Holm, *Geographiske undersøgelser af Grønlands sydligste del* (Meddelel-

Pour les fjords du district de Tromsø, il est donc possible, dans une certaine mesure, de reconnaître dès à présent quel a été l'ordre de succession des phénomènes. Nous voyons d'abord une épaisse masse de glace venant de la Suède s'avancer vers l'Atlantique, à travers les couloirs et par-dessus les pylônes du Glint; les blocs de granite rouge s'élèvent jusqu'à plus de 3 000 pieds au-dessus du niveau marin actuel. Cette masse de glace semble s'être heurtée, dans la région occupée aujourd'hui par les fjords, aux masses provenant d'une glaciation locale, ayant pour foyers les îles et les reliefs qui dominent la côte occidentale. Les dépôts marins que Pettersen a rencontrés à Lavangen (150 pieds) et à Tromsø (170 pieds), et qui lui ont paru devoir être interglaciaires, répondent à cette détermination d'âge, car ils sont nécessairement plus récents que la première glaciation — la grande, — et plus anciens que les terrasses situées à une moindre altitude.

Après cette invasion de la glace, les glaciers avancent une seconde fois, bien que sur une plus faible épaisseur, poussant leurs moraines frontales vers le fond du Salangenfjord, du Balsfjord et de nombre d'autres bras de mer et y déposant leurs matériaux de charriage. C'est alors que se place l'époque des terrasses, contemporaine de cette seconde période glaciaire ou du moins de ses dernières phases. Enfin les glaces disparaissent; sur la côte, à une altitude de + 30 à 40 pieds, se déposent les sables coquilliers post-glaciaires; l'approfondissement des vallées par les eaux courantes commence, et se continue jusqu'à nos jours en même temps que la formation de nouvelles terrasses fluviales.

Enfin il faut noter la présence assez fréquente, dans ces fjords septentrionaux, de lits continus de pierre ponce. Vargas Bedemar les signale à Jupvik et sur le littoral de Kvalö; Keilhau connaissait ces gisements; Roberts fait mention de ponces à Hammerfest, entre 60 et 80 pieds au-dessus de la mer; à Tromsø, Pettersen en a souvent recueilli entre 30 et 40 pieds; à Bodö, on aurait découvert, en construisant une maison, à 150 pieds environ de hauteur, de nombreux fragments de pierre ponce associés à des coquilles de *Cardium edule* et de *Littorina*. Toutefois, dans les parties intérieures des fjords, je n'ai point connaissance de lits de ponce à une certaine altitude. Ces dépôts n'ont pu être charriés que de la haute mer<sup>1</sup>.

ser om Grönland, VI, 1883, p. 174 et suiv.); K. Pettersen, *Det nordlige Norge, etc.*, IX, *Tromsdalen* (Tromsø Mus. Aarsh., VII, 1885, p. 5-20).

1. Vargas Bedemar, *Reise nach dem hohen Norden*, in-8°, Frankfurt a. Main, 1819,

Il résulte de cet ensemble de faits que l'on doit regarder comme particulièrement caractéristiques de ces formations : l'association de terrasses et de seter nettement entaillés dans la roche; l'horizontalité de toutes les lignes; la succession en escalier de lignes dont l'altitude va sans cesse en augmentant vers la partie intérieure des fjords; la localisation presque absolue des lignes les plus élevées au fond des fjords ou dans leurs principales vallées latérales; le manque de concordance entre les altitudes de ces lignes dans des fjords voisins ou dans les différentes parties d'un même fjord; la présence assez fréquente d'un lac dans un lit glaciaire, qui se trouve barré en aval par une moraine, couronnant elle-même du côté de la mer des terrasses étagées d'alluvions; puis, dans certains fjords du Nord, la coïncidence des lignes les plus hautes avec la limite supérieure des blocs charriés par les glaces flottantes. Enfin cette loi semble se confirmer, que dans l'extrême Sud de la Norvège les horizons les plus bas font défaut, tandis que les horizons les plus hauts ne sont pas représentés dans la Norvège du Nord.

Plusieurs de ces caractères — tels que la succession de fragments de lignes à une altitude croissante vers l'intérieur des fjords et l'absence de lignes élevées vers l'extérieur, règle qui ne comporte pour ainsi dire jamais d'exception; puis la largeur des seter, qui indique un changement brusque dans le niveau relatif de la terre et de la mer, et l'inégalité des altitudes — sont absolument inconciliables avec ce que nous savons sur le mode d'action de la mer au voisinage de sa surface. Par contre, nombre de circonstances tendent à indiquer que le phénomène est en rapport avec la présence de la glace.

Dans ces conditions, il faut chercher des éclaircissements dans les localités aujourd'hui soumises à un régime analogue. Le revêtement glaciaire actuel du Groenland apparaît, le long de la côte ouest, comme le reste d'une nappe beaucoup plus étendue qui s'avancait jadis vers la baie de Baffin en comblant tous les chenaux qui précèdent les fjords et en recouvrant une bonne partie des îles adjacentes<sup>1</sup>. Les plus grands des glaciers actuels ne sont

II, p. 99, 289; K. Pettersen, *Arktis*, II (Archiv f. Mathem. og Naturvid., VI, 1881, p. 476). [Ces dépôts de pierre ponce ont été étudiés récemment par H. Bäckström : *Über angeschwemmte Bimsteine und Schlacken der nordeuropäischen Küsten* (Bihang till K. Svenska Vet.-Akad. Handl., XVI, Afd. II, n° 5, 1890, 43 p.).]

[1. D'après Chamberlin et Salisbury, l'*Inlandsis*, au moins dans le Nord du Groenland, n'aurait jamais dépassé notablement ses limites actuelles; toutefois, cette conclusion n'est pas acceptée par R. S. Tarr; T. C. Chamberlin, *Glacial Studies in Greenland*

que les résidus des courants de glace bien autrement vastes de jadis. D'après les observations de Steenstrup, le glacier de Jakobshavn remplissait autrefois la baie de Disko et le Torsukatak occupait le détroit de Vaigat; les glaciers des fjords d'Umanak et de Karrat charriaient une masse énorme de glace par delà l'Ubekjendt Eiland : les blocs de gneiss du continent se trouvaient ainsi entraînés jusque sur les tables de basalte qui constituent les presqu'îles et les îles de la côte. Près de Nugsuak, à l'extrémité de la presqu'île du même nom qui s'avance vers l'ouest dans la mer, la direction des stries va du N. au S., et cette circonstance, jointe à l'énorme quantité de blocs que présentent en face l'île Hare et le flanc ouest de Disko indiqueraient presque, au dire de Steenstrup, que la baie de Baffin elle-même a été autrefois entièrement remplie par les glaces<sup>1</sup>. On possède des données analogues sur l'extension jadis beaucoup plus considérable des glaciers pour nombre de points de cette côte.

Il existe au Groenland des terrasses et des sables coquilliers.

Il est vrai que pour la région rabotée par les glaces qui s'étend du cap Farewell jusqu'à 60° 30', Holm ne mentionne ni terrasses ni dépôts de coquilles; par contre, de 60° 45' à 61° 15', Steenstrup trouva des terrasses jusqu'à 150 pieds [47 m.], et des coquilles sur deux points seulement, situés à 10 ou 15 pieds [3 à 5 m.] au-dessus des hautes eaux<sup>2</sup>. De 62° 15' à 64° 15', Jensen et Kornerup rencontrèrent des terrasses jusqu'à 612 pieds [191 m.] et des coquilles marines jusqu'à 35 pieds [10 m.], cette dernière observation ne s'appliquant qu'à un seul point de la côte. En outre, on trouva des coquilles de *Mytilus edulis* et de *Mya truncata* à 35 pieds d'altitude [10 m.] au bord d'un lac intérieur, dans le voisinage du Bjørne Sund. Kornerup ajoute que les terrasses de l'Ameragdla (338 pieds [106 m.]) et d'Ilivertalik

(Journ. of Geol., II, 1894, p. 649-666), et *Geology*, dans H. G. Bryant, *The Peary Auxiliary Expedition of 1894* (Bull. Geogr. Club Philadelphia, I, 1895, Appendix); R. D. Salisbury, *The Greenland Expedition of 1895* (Journ. of Geol., III, 1895, p. 875-903), et *Salient Points concerning the Glacial Geology of North Greenland* (Ibid., IV, 1896, p. 769-774); R. S. Tarr, *Former Extension of Cornell Glacier near the South End of Melville Bay* (Bull. Geol. Soc. of America, VIII, 1897, p. 251-268, pl. 25-29), et *Valley-Glaciers of the Upper Nugsuak Peninsula* (Amer. Geologist, XIX, 1897, p. 262-267, pl. XV). Voir aussi H. Barton, *Glacial Observations in the Umanak District* (Technol. Quarterly, X, 1897, p. 213-244, carte), et surtout E. von Drygalski, *Grönlands Eis und sein Vorland* (*Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 1891-1893*, in-4°, I, 1897, 556 p., 4 pl., 9 cartes).]

1. K. J. V. Steenstrup, *Bidrag til kjendskab til de geognostiske og geographiske forhold i en del af Nord-Grönland* (Meddelelser om Grönland, IV, 1883, p. 213, 220)

2. G. F. Holm, *Geographisk undersøgelse af Grönlands sydligste del* (Meddelelser, VI, 1883, p. 149-192); K. J. V. Steenstrup, *Bemærkninger til et geognostisk oversigtskaart over en del af Julianehaab's Distrikt* (Ibid., II, 1884, p. 39-40).

(322 pieds [102 m.]) sont sans doute d'origine marine, parce qu'elles se trouvent dans un site ouvert de toutes parts; mais il ne serait guère vraisemblable, d'après lui, que la mer eût jamais atteint le niveau de la terrasse unique, si élevée (612 pieds [191 m.]), du Björne Sund : souvent une vallée peut être barrée par une moraine, et dans le bassin ainsi circonscrit pourraient prendre naissance des formations analogues à une terrasse marine. La relation de Körnerup est surtout instructive par l'exposé qu'elle contient des effets du flux et du reflux sur la puissante masse de sable et d'argile que le grand glacier de Frederikshaab charrie devant lui dans la mer : l'aplanissement s'opère chaque jour dans les limites de la zone d'action des marées. De 66° 55' jusqu'à 68° 30', les mêmes observateurs trouvèrent des terrasses jusqu'à 380 pieds [120 m.], mais des coquilles en un seul endroit, à 20 pieds [6 m.]. Enfin de 69° jusqu'à 72° 30', Hammer et Steenstrup relevèrent des terrasses jusqu'à 478 pieds [150 m.] et des coquilles jusqu'à 190 pieds [60 m.]<sup>1</sup>. Ce gisement de coquilles, dont l'altitude est considérable, est limité à la seule localité de Pagtorfik (Umanak), dans des sables basaltiques stratifiés, et d'après les diverses descriptions qu'on en a faites, notamment celles de Nordenskiöld, il semble bien remonter à une date un peu plus reculée<sup>2</sup>. A Kugsuak, sur les bords du fjord de Disko, Steenstrup mentionne des coquilles de *Mya truncata* dans une terrasse haute de 172 pieds [53 m.]; et dans le Nordfjord, des coquilles s'observent des deux côtés du fjord entre 70 et 80 pieds [22-25 m.]. Les autres gisements connus ne se trouvent pas à plus de 20 pieds [6 m.] au-dessus de la mer, et comme dernière formation, immédiatement au-dessus de la ligne des marées, apparaissent dans le fjord de Disko des banes à *Mytilus edulis*. Steenstrup se demande si le déplacement de la ligne de rivage a eu lieu d'une manière graduelle ou par saccades; la dernière alternative lui semble la plus vraisemblable, à cause de la netteté de dessin qu'offrent si souvent les terrasses; mais on constate pourtant, ajoute-t-il, qu'une même terrasse se présente sur un point avec une pente continue, alors que sur tel autre elle se divise en plusieurs gradins : des influences locales se font donc évidemment sentir.

1. A. Körnerup, *Geologiske iagttagelser fra vestkysten af Grönland (62°15' — 64°15' N. B.)*, Meddelelser om Grönland, I, 1879, p. 94-102; et *Geologiske iagttagelser fra vestkysten af Grönland (66°55' — 68°15' N. Br.)*, Ibid., II, 1881, p. 181-189; K. J. V. Steenstrup, *Bidrag til kjendskab, etc.*, p. 227-236. [Dans le district d'Egedesminde, aux environs de 69°, H. Pjetursson a constaté que les traces marines s'arrêtent à l'altitude de 108 m. (*Meddelelser om Grönland*, XIV, 1898, p. 288 et suiv.).]

2. A. E. Nordenskiöld, *Redogörelse för en expeditionen till Grönland, år 1870* (Öfvers. K. Sv. Vet.-Akad. Förhandl. Stockholm, XXVII, 1870, n° 10, p. 1018).

De ces développements il ressort que le littoral présente sur certains points, jusqu'à Disko, à 20 ou 30 pieds au-dessus des hautes mers, des sables coquilliers analogues par leur gisement aux sables post-glaciaires de la côte occidentale de Norvège; les coquilles marines trouvées à de plus grandes altitudes sont jusqu'à présent limitées à l'extrême Nord de ces régions. Quant aux terrasses, elles s'élèvent jusqu'à des hauteurs bien plus grandes. A ce propos, il convient cependant de faire remarquer que les mollusques et les échinides, à l'époque actuelle, évitent constamment l'eau douce et chargée de limon qui avoisine les glaciers : leur présence est un indice de l'absence de la glace dans le voisinage.

Comparons maintenant les deux grands glaciers de Frederikshaab et de Jakobshavn.

Pour le premier (fig. 408), nous suivrons encore la relation de Jensen et de Kornerup<sup>1</sup>. Le front de l'« Isblink » de Frederikshaab s'avance vers la mer sur une grande largeur, avec un réseau de crevasses étalées en éventail; la bande de terrain plat qui le précède est large de 8<sup>km</sup>,5. Le glacier lui-même ne représente que l'extrémité dilatée d'une branche de l'Inlandsis, dont la poussée, à partir des nunataks de Jensen, s'opère dans la direction du S.W. Au cours de son mouvement, ce glacier sert de barrage, sur son côté méridional, à un lac d'eau douce, le Tasersuak, dont l'altitude est de 940 pieds [294 m.] : la surface en est couverte de glaçons, produits sur deux faces par le « vèlage » du glacier. Les Groenlandais conservent une tradition, d'après laquelle le Tasersuak aurait jadis été un fjord, barré de nos jours par la glace, et il y aurait eu un temps où l'on pouvait y parvenir dans les embarcations menées par les femmes. Il semble en effet qu'il en ait été ainsi, bien qu'en 1751 le voyageur Dalager ait déjà traversé, dit-on, ce même lac. Le lac se trouve mis en communication, par un canal établi à l'intérieur de la glace, avec un lac minuscule situé à 640 pieds d'altitude [200 m.]; et de ce lac un cours d'eau se déverse dans l'intérieur du Tiningnertok, fjord profond, mais rempli d'eau douce, qui se trouve maintenant entièrement isolé de la mer par les atterrissements partant de l'Isblink.

Les choses se passent d'une manière analogue sur le flanc nord du courant glaciaire. Deux lacs d'eau douce d'une certaine importance sont formés par une avancée de la glace en forme de T; leur altitude n'est pas connue; ils sont couverts de glaçons comme le

1. J. A. D. Jensen, *Inlandsisen øst for Frederikshaabs Isblink, 1878* (Meddelelser om Grønland, I, 1879, carte C).

Tasersuak. Au-dessous d'eux est situé le fjord de Majorarisat qui, en 1878, ne pouvait maintenir une étroite communication avec la mer qu'en sapant le pied de l'Inlandsis, grâce au courant violent de son embouchure. Le Majorarisat au nord correspond au Tiningnertok du côté du sud.

Le Tasersuak est long de  $33^{\text{km}},8$  et large de  $5^{\text{km}},6$  ; ici, pourrait-on conjecturer, la dérive continue des glaçons et les écarts de

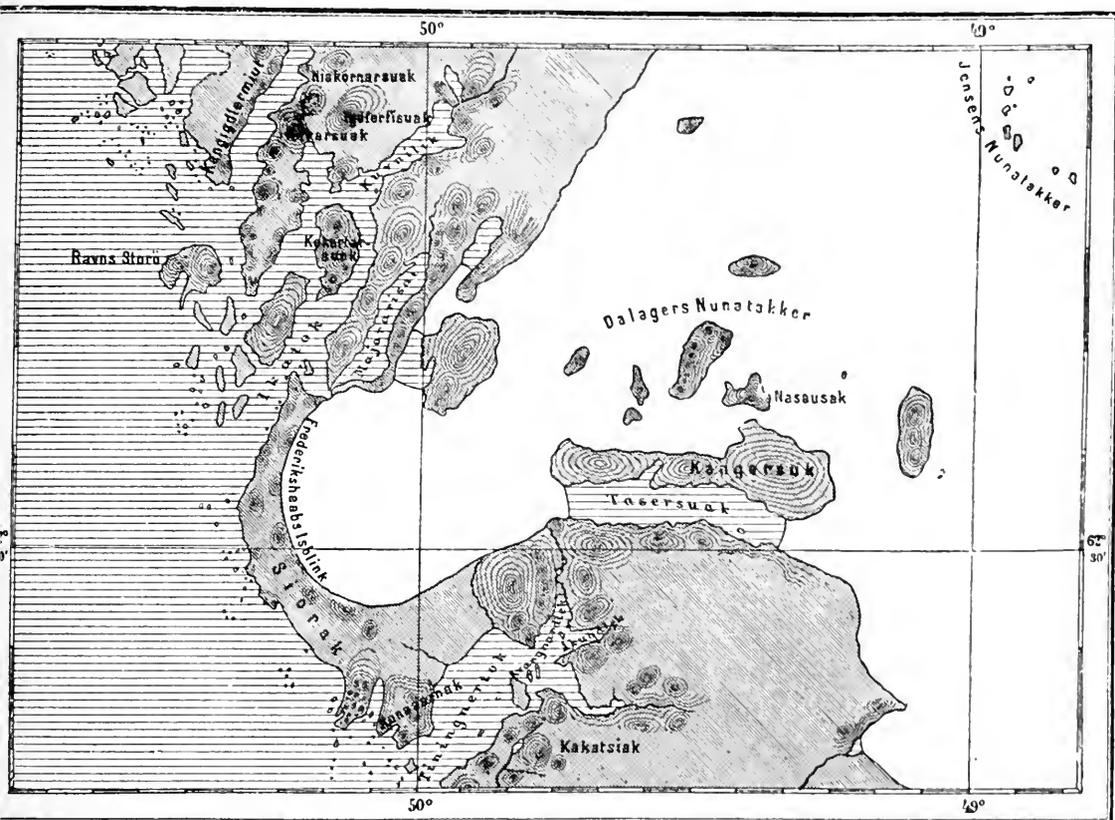


FIG. 108. — L'Isblink de Frederikshaab, d'après Hammer. — Échelle de 1 : 800 000 environ.

température permettraient sans doute la formation d'une ligne ou d'une encoche dans le rocher. Dès lors, si le lac venait à se vider brusquement, il subsisterait un palier horizontal qu'on ne manquerait pas d'interpréter comme l'indice d'un mouvement spasmodique. Ainsi, nous voyons qu'il existe au Tasersuak une nappe d'eau située à 940 pieds; au-dessous de ce lac, il y en a un autre moins vaste à 640 pieds; sur le flanc nord, on observe également une nappe supérieure au niveau de la mer, mais dont la hauteur n'a pas encore été déterminée; peut-être même y en a-t-il deux, à des altitudes différentes, les deux lacs au-dessus du Majorarisat; puis viennent les fjords fermés par les atterrissements, et

la mer ouverte. Sans doute la glace apporte aussi du sable et de la vase dans les lacs intérieurs; si, quelque jour, ils se vident, ne fût-ce qu'en partie, toutes les conditions se trouveront réunies pour donner lieu à l'excavation de terrasses. *Donc, de 940 pieds jusqu'au niveau de la mer, on voit se réaliser à diverses hauteurs les circonstances qui peuvent déterminer la formation de tronçons de lignes horizontales et de gradins, sans qu'il y ait lieu d'invoquer pour en rendre compte une oscillation quelconque de la terre ferme ou de l'Océan.*

L'extrême diversité des combinaisons possibles dans cette voie ressort plus nettement encore, si l'on fait entrer en ligne un second exemple, le fjord glaciaire de Jakobshavn (fig. 109).

Ce fjord a été décrit pour la première fois par Rink; c'est au droit du grand glacier qui y atteint la mer que Helland a montré pour la première fois, en 1875, le mouvement extraordinairement rapide de cet émissaire de l'Inlandsis; la description la plus détaillée a été donnée par Hammer <sup>1</sup>.

Le front du glacier est le théâtre d'éroulements continuels, donnant naissance aux icebergs; la hauteur de cette falaise verticale de glace atteint environ 200 pieds [60 m.], mais, vers la terre, la surface s'élève très vite au-dessus de 1 000 pieds (300 m.). Sa vitesse moyenne peut être évaluée, d'après Hammer, à 50 pieds [15 m.] par jour. Sur la figure ci-jointe, le pointillé tracé dans la mer montre dans quelle position Rink vit la falaise en 1851; Helland, en 1875, trouva le front du glacier à la hauteur de la petite baie située sur la rive méridionale; la ligne tracée sur la glace indique, d'après Hammer, l'emplacement correspondant à l'automne 1879, et notre carte représente celui de mars 1880; le recul depuis 1850 avait été d'environ 4<sup>km</sup>,2. Du côté du sud, le glacier sert actuellement de barrage à un grand lac d'eau douce, le Nunatap-tasia. Le plan d'eau de ce lac est à 165 pieds [50 m.]; vers l'ouest, son plafond va s'approfondissant jusqu'à 100 pieds environ au-dessous du niveau de la mer [30 m.], comme Hammer l'a reconnu en perçant la croûte de glace superficielle, épaisse de 5 pieds 6 [1<sup>m</sup>,72]. Si le glacier continue encore pendant quelque temps son mouvement de recul, le Nunatap-tasia se videra <sup>2</sup> et redeviendra une partie du fjord. Si au contraire le glacier vient à

1. R. R. I. Hammer, *Undersøgelser ved Jakobshavns isfjord og nærmeste omegn vinteren 1879-1880* (Meddelelser om Grønland, IV, 1883, p. 1-68, carte).

[2. Cette prédiction s'est en partie réalisée : E. von Drygalski n'a trouvé, en 1893, qu'un fond de vallée à la place du lac: il a observé, sur la ligne de son ancien niveau, des encoches analogues à celles dont M. Suess s'efforce d'expliquer la genèse (Ouvr. cité, I, p. 127, et carte n° 4, p. 134).]

dépasser sa position de 1850, il atteindra bientôt l'étroite embouchure du grand fjord si ramifié de Tasiusak, qui aujourd'hui déjà est généralement encombré de glaçons; de même, la partie extérieure du fjord glaciaire de Jakobshavn n'est pas navigable pendant la plus grande partie de l'année, à cause des icebergs, en sorte qu'on atteint d'ordinaire le Tasiusak par un portage situé au sud de Claushavn. A supposer donc que le Tasiusak fût fermé, et qu'en conséquence les deux bras glaciaires assez indolents de l'Alan-

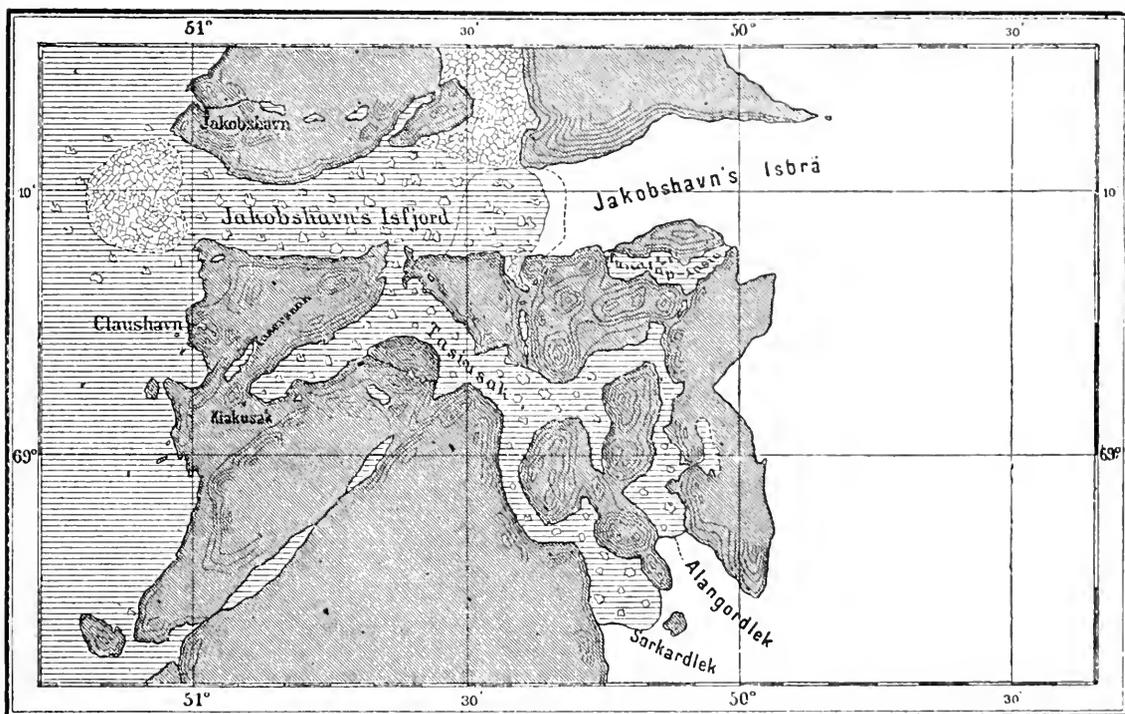


FIG. 109. — L'Isfjord de Jakobshavn, d'après Hammer.  
Échelle de 1 : 800 000 environ.

gordlek, qui par exception porte des moraines, et du Sarkardlek, contenant 387 grammes de matériaux solides par mètre cube d'eau, se trouvaient isolés de la mer, on verrait se réaliser des conditions dont l'analogie avec celles qui ont dû présider à la formation de la plupart des terrasses de la côte norvégienne n'a pas besoin d'être mise en lumière. En aval du front de l'Alangordlek, il pourrait se former des terrasses couronnées. La hauteur du plan d'eau dans le bassin du Tasiusak dépendrait alors de la hauteur du col le plus déprimé du pourtour qui ne serait pas envahi par les glaces. Le portage voisin de Claushavn, dont il vient d'être question, contient dans une dépression, à 102 pieds d'altitude [32 m.], le lac d'eau douce de Tasersuak. A l'est de ce lac,

le chemin, franchissant un bombement dont la cote ne dépasse pas 207 pieds [65 m.], conduit au fjord de Kiakusak, qui n'est qu'un bras du Tasiusak. Or, tout au fond du Kiakusak, par conséquent dans le domaine du Tasiusak, il existe déjà, en fait, des terrasses jusqu'à l'altitude de 200 pieds [62 m.]. Si donc le glacier de Jakobshavn subissait une poussée en avant, les conditions seraient de nouveau réalisées pour la formation de terrasses semblables, à la même altitude, et cela sans le moindre changement dans la situation des rivages de la mer<sup>1</sup>.

Encore un mot sur le Nunatap-tasia. Il fait actuellement l'office d'un réservoir pour l'eau de fonte du glacier. Hammer a montré, par des recherches effectuées au fort de la saison rigoureuse, que durant tout l'hiver, de l'eau douce coule du glacier, de telle sorte qu'à certains moments elle stationne sur la croûte de glace du lac. C'est en automne que le plan d'eau se relève le plus, en mars il est d'environ 3 pieds plus bas; le 1<sup>er</sup> avril 1880, on nota pour la température de l'air — 20°,3, et pour la température de la glace, à 6 pouces au-dessous de la surface — 19°,6. Ainsi, on constate de faibles oscillations quant à l'allure du plan d'eau, et de très grands écarts dans les températures auxquelles la roche est soumise, et il est permis de penser que de telles circonstances doivent être très propices à la production d'une entaille dans la roche.

Quant à savoir si l'avancement du glacier de Jakobshavn amènerait aussi dans le fjord de Sikui-juitsok, situé au nord, des phénomènes identiques, par suite de sa fermeture, cela est douteux, car, d'après les observations de Hammer, ce fjord est déjà aujourd'hui si encombré de glaçons que, selon toute vraisemblance, il se remplirait entièrement de glace.

Si maintenant les émissaires de l'Inlandsis recommençaient à s'avancer comme autrefois à travers les fjords de Karrat, d'Umanak, de Vaigat et de Disko, il est probable que l'on verrait se former sur des proportions beaucoup plus vastes, en arrière de Disko, d'Ubekjendt Eiland et sur nombre d'autres points, à des altitudes

1. Lorsque Rink, et après lui Helland, visitèrent la rive méridionale du fjord glaciaire de Jakobshavn, ils séjournèrent, à ce qu'ils crurent, dans la baie de Tivsarigssok, petite baie latérale de cette rive, qui, suivant la tradition groenlandaise, était réputée contenir des phoques dont la viande aurait le même goût que celle du renne. Mais Hammer pense que cette « baie aux phoques », Tivsarigssok, est située plus loin dans l'intérieur des terres, et qu'elle était entièrement occupée par les glaces : Rink et Helland se seraient trouvés dans la baie de Kangerdlukasik. Je mentionne ce fait comme un exemple des variations que subit l'état des glaciers dans les baies latérales; Am. Helland, *Om de isfyldte fjorde og de glaciale dannelser i Nordgrønland* (Archiv f. Mathem. og Naturvid., Kristiania, I, 1876, p. 74, note), et Hammer, *Mém. cité*.

et dans des situations infiniment variées, des entailles horizontales et des gradins. *Il faut donc interpréter tous les seter et la grande majorité des terrasses qu'on observe dans les fjords de la Norvège occidentale comme les témoignages du recul de la glace, et non pas comme les témoignages d'oscillations du niveau de la mer ou moins encore de la terre ferme.*

Il n'est pas douteux, d'ailleurs, qu'au cours et à la suite de la grande extension des glaces en Norvège, il se soit produit un déplacement de la ligne des rivages dans le sens négatif; la présence fréquente de coquilles marines au-dessus du niveau actuel de la mer en est une preuve. Il est non moins certain qu'aujourd'hui encore les cours d'eau norvégiens travaillent à modeler leurs berges, et qu'ils sont en état de donner naissance à de nouveaux gradins. Mais les seter et les gradins qu'on observe dans les fjords présentent presque partout des caractères particuliers, qui ne se retrouvent ni dans les formations marines, ni dans les formations fluviales et qui, en revanche, s'accordent de tous points avec les conditions que suggère l'examen du mouvement des langues glaciaires du Groenland.

Les terrasses et les seter des versants du Dovrefjeld et de la Laponie au delà de la ligne de partage des eaux de la Suède ne sont donc, malgré leur altitude considérable, que des termes d'une seule et même série de phénomènes, auxquels se rattachent également les gradins et les seter de l'intérieur des fjords. La succession en escalier de tronçons de lignes horizontales qui, vers l'intérieur d'un fjord, occupent des horizons de plus en plus élevés, démontre simplement que ce fjord a été tout entier barré par la glace; au début, il y avait un petit lac de grande altitude; puis, quand la glace se retira, apparut, soit par suite du déblaiement d'*eide* assez déprimés, soit grâce à la disposition de la glace elle-même, un plus grand lac situé à une altitude moindre, et ainsi de suite.

On peut d'ailleurs distinguer différents types, tels que le barrage d'une vallée par le retrait d'un glacier jadis dirigé en remontant une pente (Dovrefjeld, Sitas-Jaur), ou bien l'obstruction du débouché de la vallée par un courant de glace, qui peut aussi reposer sur le fond de la mer, comme c'était certainement le cas pour la plupart des fjords; le même phénomène peut apparaître sur une échelle plus restreinte dans les vallées transversales, avec un barrage unique (Lochaber, Rofn, Merjelen, Arandu dans le Basha) ou double (le Tasersuak au glacier de Frederikshaab, le

Nunatap-tasia au glacier de Jakobshavn); ou bien il peut se former des lacs jumeaux, séparés par une apophyse glaciaire en forme de T (les deux lacs au-dessus du Majorarissat); mais toujours, dans les vallées des Alpes, de l'Himalaya, de l'Écosse et de la Norvège comme dans les fjords de la Norvège et du Groenland, les mouvements alternatifs de la glace laissent les mêmes témoignages essentiels. Tous ces types de barrage, et en même temps les terrasses couronnées, ne sont que des modes secondaires d'un phénomène qui se reproduit si souvent dans les régions soumises à une forte glaciation, et que Nordenskiöld, dès 1870, signalait déjà comme un de leurs traits les plus caractéristiques : la présence d'un lac d'eau douce à la limite de la glace et du rocher<sup>1</sup>.

Durant la période glaciaire et pendant une partie des âges qui l'ont suivie, le littoral de la Norvège occupait un niveau plus élevé qu'aujourd'hui; les terrasses qu'on observe dans des golfes très ouverts, tels que le fjord de Kristiania, essentiellement différent comme on sait des fjords étroits du Nord, peuvent fort bien représenter des vestiges authentiques de rivages de la mer, comme le sont par exemple les terrasses exposées au large de la Patagonie occidentale. Mais les seter ne constituent point de tels vestiges, et nombre des terrasses de la côte ouest de Norvège, notamment celles qui occupent de grandes altitudes, n'en sont pas non plus. Les terrasses couronnées sont découpées dans les cônes de déjection de vallées où des glaciers se sont avancés au moins temporairement. La nappe d'eau qui a sculpté ces gradins peut avoir été soit la mer ouverte, soit un lac entièrement fermé.

Les fjords du Nord que j'ai eu l'occasion de voir moi-même ressemblent de tous points à des vallées submergées. Les grands lacs de la Haute Italie, le lac Majeur, les lacs de Côme et de Garde donnent la même impression. Ils sont barrés à l'aval par des terrasses d'alluvions, de même que tant de petits lacs au fond des fjords; et comme il existe des moraines à leur issue, la plaine de la Haute Italie va même jusqu'à nous rappeler à certains égards les terrasses d'alluvions couronnées qui précèdent les lacs norvégiens<sup>2</sup>. Stapff compare les lambeaux de terrasses qu'on observe dans la

1. Nordenskiöld, *Redogörelse*, p. 4007, fig. 2. On connaît aussi au Groenland les brusques épanchements de masses d'eau; voir à ce propos Kleinschmidt, *Meddelelser*, II, p. 432; les fjords de Tangnera et de Mamak, qui coupent en deux l'île Christian IV (60° de lat. N.) ne sont séparés l'un de l'autre que par un amas de blocs de 1000 pas de large, dû sans doute à un éboulement; Holm, *Meddelelser*, VI, p. 166.

[2. Pour un résumé des travaux dont cette partie de la bordure alpine a été l'objet, voir A. Penck, Ed. Brückner et L. Du Pasquier, *Le système glaciaire des Alpes. Guide*

vallée du Tessin, à une grande hauteur, à celles de Trondhjem, et il se peut en effet qu'elles soient de même origine<sup>1</sup>. La description qu'Omboni a donnée du glacier de l'Adige, de l'embâcle qu'il subissait dans le défilé au-dessous de Trente et de la façon dont il était détourné dans la vallée de la Sarca pour se jeter, réuni au glacier de la Sarca, dans le fjord correspondant au lac de Garde, — tous ces traits trouvent leur application dans mainte région de la Norvège<sup>2</sup>. Il est vrai qu'en Norvège la glace a remonté la pente des vallées, d'abord en masse largement étalée, puis en butant contre le mur du Glint; ensuite, grâce à sa vitesse d'écoulement accélérée, elle a approfondi les vallées au delà des coupures primitives du Glint, jusqu'à ce qu'elle atteignît enfin l'Océan, au delà de l'ancienne ligne de partage des eaux. En outre, les cols très déprimés des *eide* restent particuliers aux régions du Nord.

*publié à l'occasion du Congrès Géologique International, in-8°, 86 p., Neuchâtel, 1894; voir aussi Th. Fischer, Das Moränen-Amphitheater des Garda-Sees (Petermanns Mitteil., XLIV, 1898, p. 17-21). L'analogie des lacs subalpins avec les fjords est bien mise en évidence par la grande profondeur des cuvettes successives qui les constituent (voir, en particulier, les chiffres donnés pour le lac de Côme par G. De Agostini, VII<sup>e</sup> Congrès International de Géographie, Berlin, 1899).]*

1. F. M. Stapff, *Strandbilder* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXIV, 1882, p. 53).

2. G. Omboni, *Delle antiche morene vicine ad Arco nel Trentino* (Atti Ist. Veneto, 5<sup>a</sup> ser., II, 1876, p. 457-467).

## CHAPITRE IX

### LE TEMPLE DE SÉRAPIS A POUZZOLES<sup>1</sup>

1. La côte nord-ouest de l'Italie. — 2. Situation du temple de Sérapis dans le cratère phlégréen. — 3. Le temple jusqu'en 1538. — 4. L'éruption de 1538. — 5. Exhumation du temple et état actuel. — 6. Explications diverses; phénomènes volcaniques.

**1. La côte nord-ouest de l'Italie.** — Les contours de l'Italie du Nord-Ouest ont en partie perdu, par l'effet des atterrissements récents, la variété qu'avait produite le morcellement des plis montagneux. Des débris isolés surgissent encore au milieu de la mer, entre la Corse et la côte du continent, sous forme d'îles rocheuses indépendantes; d'autres membres de cet archipel, comme le Monte Argentario, sont rattachés à la terre par des cordons littoraux; d'autres y sont reliés par des dépôts marins d'un âge un peu plus ancien et situés à une plus grande altitude; d'autres enfin, au point de vue orographique, constituent des contreforts de l'Apennin, en connexion avec le tronc principal.

Parmi les dépôts postérieurs à l'époque tertiaire, on distingue aisément ici deux formations. Un dépôt marin récent se présente en couches horizontales, dominant d'environ 15 ou 20 mètres la mer actuelle, et couvrant une assez grande étendue; sur les pentes, il atteint de plus grandes altitudes. C'est le terme le plus ancien, auquel nous rattacherons la *panchina* marine de Toscane. D'ordinaire, elle est remplie de coquilles identiques avec celles qui constituent la faune actuelle, mais elle contient encore un petit nombre d'espèces éteintes, entre autres la *Cyprina islandica*, l'une des formes immigrées du Nord<sup>2</sup>. Lotti a observé cette *panchina* dans

[1. Traduit par M. Zimmermann.]

2. C. De Stefani, *Sedimenti sottomarini dell' epoca postpliocenica in Italia* (Boll. R. Com. Geol. d'Italia, VII, 1876, p. 272-289).

l'île d'Elbe à 20 ou 25 mètres, sauf sur un point où elle atteint presque 200 mètres; à Giglio à 15 mètres; à Cerboli (Est de l'île d'Elbe), à 30 mètres; sur la côte de Livourne entre 15 et 25 mètres, et même 69 mètres sur certains points; et près de Campiglia à 165 mètres. Th. Fuchs décrit ce dépôt comme formant une région légèrement ondulée, qui d'Orbetello à Montalto ne s'élève guère au-dessus d'une vingtaine de mètres. En Corse, Hollande et Reusch le citent vers 15 ou 20 mètres<sup>1</sup>. Cette formation marine correspond, ainsi que le démontrent les lambeaux encore plaqués contre les pentes, à une situation assez élevée du rivage. Elle est évidemment d'âge préhistorique, et se distingue nettement, là où des « rebuts de cuisine » n'ont pas, comme en Corse, provoqué des confusions, du groupe des dépôts plus récents; celui-ci comprend la plaine basse, qui correspond aux alluvions modernes, les marais, les lagunes et les cordons littoraux de l'époque actuelle.

C'est ce groupe de dépôts, qui continuent encore à s'accumuler aujourd'hui, dont nous avons seulement à nous occuper ici.

Pour l'étudier de plus près, quittons à la station d'Orbetello le chemin de fer des Maremmes. C'est par une longue et étroite langue de terre que la route mène à la ville; celle-ci se trouve à l'extrémité de cette langue, au milieu du Stagno d'Orbetello. Plus loin une communication, moitié digue, moitié pont, nous fait enfin parvenir sur les cargneules triasiques qui constituent le versant oriental du Monte Argentario. Ce massif représente, ainsi que l'a montré Cocchi, un anticlinal dirigé parallèlement à l'Apennin, et coupé par une faille longitudinale<sup>2</sup>. De ses pentes boisées nous avons le coup d'œil du Stagno. A notre gauche, vers le nord, cet étang est séparé de la mer par une longue flèche de sable, le Tombolo del Pino, qui, de l'Argentario, se prolonge sous forme d'un arc à grand rayon de courbure jusqu'au pointement rocheux de Talamonaccio. Une autre flèche, analogue à la précédente, mais plus courte, la Feniglia, enveloppe le Stagno vers le sud, en rattachant l'Argentario au rocher qui porte les ruines cyclopéennes de Cosa. Ces cordons littoraux, si étroits qu'on peut les comparer à des fils, se déroulent d'un fragment de l'Apennin à l'autre: il est impos-

1. B. Lotti, *Calcari marini quaternari lungo la costa dei monti Livornesi* (Boll. R. Com. Geol. d'Italia, XVI, 1885, p. 54-56, 253); Th. Fuchs, *Reisenotizen aus Italien* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1874, p. 223); Hollande, *Géologie de la Corse* (Annales des Sc. Géol., IX, 1877, p. 103; et Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., IV, 1875-76, p. 86-91); H. H. Reusch, *Note sur la Géologie de la Corse* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XI, 1882-83, p. 53-67).

2. Ig. Cocchi, *Note geologiche sopra Cosa, Orbitello e Monte Argentario* (Boll. R. Com. Geol. d'Italia, I, 1870, p. 277-309).

sible d'imaginer qu'un appareil aussi fragile ne soit pas détruit, s'il survenait un mouvement de bascule ou un bombement, même de faible amplitude, en un mot, un déplacement relatif quelconque de l'écorce du globe<sup>1</sup>.

Suivons d'abord le seuil du Nord.

Sous l'impression de la continuité ininterrompue des phénomènes et de la régularité des cordons littoraux, Repetti a soutenu depuis longtemps que le long de cette côte il n'y avait eu ni soulèvement, ni affaissement du rivage. On a d'ailleurs des preuves à l'appui de cette opinion. Au nord, là où le Tombolo del Pino se rétrécit le plus, avant d'atteindre le rocher de Talamonaccio, il est suivi sur 7 kilomètres environ par la Via Aurelia Nova, qui conduisait à Pise; cette voie fut continuée vers le nord par Æmilius Scaurus, en 114 avant J.-C., et s'appela plus tard Via Æmilia. Donc, là, depuis vingt siècles, il ne s'est pas produit de changement notable.

Les cordons littoraux qui, vers le nord, se succèdent en enveloppant la côte de Toscane, démontrent, pour ainsi dire à chaque pas, l'impossibilité de tout mouvement inégal du sol. Dans le voisinage de Campiglia, l'ancienne voie romaine reparait sur le seuil extérieur et tout près de la mer. Le petit port de Vada, point de débarquement d'où l'on atteint Volterra, doit son existence à deux bancs émergés; Repetti rappelle que ces mêmes bancs furent déjà vus par Rutilius Numatianus, lorsqu'il aborda à Vada vers l'an 415 ou 420 après J.-C.<sup>2</sup>.

La place nous manque pour rapporter ici en détail les divers témoignages — ce sont principalement des actes de donation ecclésiastiques — qui, à partir du ix<sup>e</sup> siècle, attestent l'existence sur la côte, dès cette époque, de plusieurs des lacs ou des cuvettes salines qu'on y observe encore. Comme on le conçoit, sur le littoral, les modifications se remarquent surtout auprès des cours d'eau importants. Là, des atterrissements récents s'avancent dans la mer, et des séries multiples de cordons littoraux accompagnent les fleuves dans leurs progrès; mais je ne puis, d'après les renseignements dont je dispose, découvrir aucun changement de la ligne de rivage dans

[1. Sur l'origine et l'évolution des *Tombolos* de la côte tyrrhénienne, voir F. P. Gulliver, *Shoreline Topography*, p. 189-201 (Proc. Amer. Acad. Arts and Sc., XXXIV, 1899, p. 151-258).]

2. Em. Repetti, *Colpo d'occhio sulle principale vicende fisiche accadute prima e dopo il mille lungo il Littorale toscano* (dans son *Dizionario Geografico fisico storico della Toscana*, in-8°, Firenze, II, 1835, p. 704-711; V, 1843, p. 709-713 et *passim*; art. *Vada*, V, p. 616-618)

un sens positif ou négatif. De fait, la marche en avant des cours d'eau procède par intermittences; au contraire, le travail de la mer, qui exerce son action destructrice à la pointe extrême des alluvions, est, sauf pour les cas de tempêtes, assez uniforme. Le dépôt des matériaux charriés par les cours d'eau ne se produit guère qu'au moment des crues; lors de l'étiage, il est pour ainsi dire nul.

De Stefani a fait des recherches historiques très précises sur la marche des alluvions de l'Arno et du Serchio; elles montrent que Pise, à l'époque de Strabon, c'est-à-dire au début de notre ère, se trouvait à 3<sup>km</sup>,7 de la mer, alors qu'aujourd'hui la distance atteint 12<sup>km</sup>,36; mais on ne peut pas en déduire de changement dans l'altitude du littoral<sup>1</sup>.

On pourrait demander ici pourquoi, à l'époque historique, on remarque en tant d'endroits un alluvionnement si considérable; et souvent, en effet, il semble que cette formation d'alluvions n'a pas été aussi active aux époques antérieures. Je pense qu'il en faut chercher la cause dans deux phénomènes qui accompagnent partout la civilisation: l'endiguement des cours d'eau et le déboisement des montagnes. On a aussi attaché de la valeur à ce fait que, dans certaines lagunes, des parties de la voie romaine sont submergées. Mais De Stefani rappelle avec raison combien il est fréquent que, précisément dans ces mêmes parages, les remblais des voies ferrées s'affaissent: or la Via Aurelia avait été construite en *agger*, c'est-à-dire en remblai<sup>2</sup>.

Revenons au Monte Argentario, pour nous tourner cette fois vers le sud.

Le cordon qui ferme au sud le Stagno d'Orbetello, la Feniglia, s'attache, disions-nous, du côté de la terre, au rocher qui porte les vestiges de Cosa, l'ancienne ville des Volsques. Sur la Feniglia, Cocchi a trouvé les vestiges d'une route étrusque, qui conduisait de Cosa au port d'Hercule, sur le flanc oriental du Monte Argentario.

Le rocher de Cosa lui-même a été artificiellement percé sur son flanc sud-est et la coupure se nomme aujourd'hui « Bagno della Duchessa ». Mais en fait, comme l'ont reconnu Movizzo et Cocchi,

1. C. De Stefani, *Geologia del Monte Pisano* (Mem. R. Com. Geol. d'Italia, III, 1877, p. 73-87); pour les légendes attachées au cours du Serchio, voir le mémoire du même auteur: *Auser, Arno e Serchio in Pisa* (Cosmos, di G. Cora, VIII, 1884-85, p. 289 et suiv.). [Voir aussi R. Männel, *Veränderungen der Oberfläche Italiens in geschichtlicher Zeit. I. Das Gebiet des Arno* (Progr. Realgymn. Franckbg. Stf. g.), in-4°, 24 p., Halle, 1888; A. Main, *Costa del Tirreno superiore e Porto Pisano*. Parte I, in-8°, 87 p. Livorno, 1888.]

2. Tel est le cas dans le Lago Scarlino; Savi a plusieurs fois mentionné cet exemple.

cette brèche constitue un débouché établi dans l'antiquité pour les marais situés en arrière, la Palude della Tagliata et le Lago di Burano, qui sont séparés de la mer par une flèche de plus de 20 kilomètres. Cette flèche fait partie du cordon littoral en arc de cercle qui aboutit aux abords de Civitavecchia. Ces lagunes et ce cordon existaient donc déjà dans l'antiquité, et la hauteur du rivage était aussi la même, car, aujourd'hui comme il y a vingt siècles, la même percée fait l'office d'émissaire<sup>1</sup>.

Les atterrissements du Tibre se comportent de la même manière que ceux de l'Arno. Si l'on songe sur quelle longueur le Tibre suit les pentes septentrionales des grands cônes de tuf qui portent les *Maare* de Bolsena, de Vico et de Bracciano, on comprend l'influence qu'a dû exercer le déboisement de ces pentes et on s'explique du même coup la couleur jaune du fleuve. Ponzi a rassemblé toutes les données que l'on possède sur le progrès du delta depuis 633 avant J.-C., année où Ancus Martius fonda Ostie sur l'un des cordons littoraux, jusqu'à nos jours et en a conclu à un relèvement du sol. Mais ce relèvement ne me paraît pas évident; il aurait dû se traduire, d'ailleurs, à la traversée de Rome, par un approfondissement du lit fluvial; or il ne s'est rien produit de semblable<sup>2</sup>.

Fort instructifs sont les faits qu'on observe dans la Grotta delle Capre, sur le promontoire calcaire de Circé. On y voit, d'après Issel, une zone de trous de lithodomes à + 7 à 8 mètres et une seconde zone à + 4 à 5 mètres. Le sol de la grotte est aplani et formé de matériaux stratifiés qui s'élèvent jusqu'à + 6 mètres ou 6<sup>m</sup>,5 et qui dépassent par conséquent la zone inférieure de trous.

1. Cocchi, *Note sopra Cosa*, etc., p. 291, puis 281, 282.

2. a) Depuis la fondation d'Ostie (633 av. J.-C.) jusqu'à ce que Trajan ajoute un bassin au port de Claude (110 ap. J.-C.) 743 ans, progrès 950 mètres; b) jusqu'à ce que Pie V édifie sa tour (1569) 1459 ans, 1750 mètres; c) jusqu'à la tour d'Alexandre VII (bâtie en 1662) 93 ans, 550 mètres; d) jusqu'à la tour de Clément XIV (Torre Clementina, bâtie en 1773), 111 ans, 450 mètres; e) jusqu'en 1874, 101 ans, 400 mètres; Ponzi, *Boll. Soc. Geogr. Ital.*, XII, 1875, p. 323, et dans son mémoire : *Il Tevere ed il suo delta* (*Rivista marittima*, IX, 1876, p. 1-40, pl.). Le même observateur, qui a tant fait pour la connaissance de Rome, a cru pouvoir déduire d'un examen des fluctuations de l'étiage de Ripetta, que de 1821 à 1871 le sol de Rome se serait graduellement et imperceptiblement élevé de 0<sup>m</sup>,971; mais une modification aussi importante aurait été sans aucun doute accompagnée d'un approfondissement du lit fluvial; Ponzi, *Sui lavori del Tevere, e sulle variate condizone del suolo romano* (Transunti R. Accad. Lyncei, ser. 3, IV, 1880, p. 203-208). [Sur l'histoire du Tibre et de son delta, voir aussi P. Zezi, etc., *Carta geologica della Campagna Romana e regioni limitrofe*, 1 : 100 000, 6 f. et 1 pl. de coupes avec notice, Roma, 1888 (R. Ufficio Geol. d'Italia); G. Zoppi, *Memorie illustrative della Carta idrografica d'Italia*, fasc. n° 12, ecc. : *Aniene, Lazio, Tevere*, in-8°, Roma, 1888 et années suiv.; Th. Fischer, *Italien* (dans la *Länderkunde von Europa* de A. Kirchhoff, II, 2. Hälfte, in-8°, Wien-Prag-Leipzig, 1893), p. 349, 410, etc.]

Ce remplissage consiste en une couche de pierres éparses et de galets, reposant sur un lit stalagmitique; puis, sous cet enduit de stalagmites, on trouve dans de la terre rouge des restes de mammifères, des éclats de charbon et des instruments de l'âge de pierre<sup>1</sup>.

Il ressort de là que, non seulement la grotte est plus ancienne que l'âge de pierre, mais que les deux zones de trous le sont aussi, notamment la zone inférieure, qui n'est située qu'à + 4 ou 5 mètres. Il est donc impossible de regarder ces trous comme contemporains de ceux que l'on observe à une hauteur semblable sur les colonnes du temple de Sérapis, à Pouzzoles; et l'on serait tout aussi peu en droit d'attribuer à l'ère historique, sans examen approfondi, les zones de trous constatées sur beaucoup d'autres points du littoral. Des perforations de ce genre sont connues notamment sur le rocher de Talamone, sur l'Argentario et sur le cap Circé. A Gaëte on les a souvent observées, en dernier lieu (Bianchini) dans une zone qui atteint jusqu'à + 5 ou 6 mètres<sup>2</sup>.

Nous comprenons maintenant pourquoi Strabon déplore déjà à Volterra (V, 2, 6), à Circeii (V, 3, 6) et dans d'autres lieux de la côte occidentale de l'Italie le manque de ports. Nous voyons sur toute cette étendue une foule de preuves directes attestant que l'état des choses est resté sans changements depuis des siècles, l'ancien déversoir de Cosa, par exemple; par contre, nous ne constatons aucune preuve certaine d'une modification survenue au cours des temps historiques. Les ruines romaines submergées qu'on rencontre çà et là, en avant des cordons littoraux, n'ont rien de démonstratif à cet égard: ce sont des fondations établies dans la mer, pour des bains, des points d'atterrissage, etc.

Mais plus tous les indices paraissent témoigner, sur cette étendue de côtes, d'une longue stabilité, plus il importe d'examiner les phénomènes si souvent décrits du temple de Sérapis, à Pouzzoles.

**2. Situation du temple de Sérapis.** — Les trous forés par les mollusques lithophages que l'on observe, occupant une large bande horizontale, sur les colonnes du temple de Sérapis, à Pouzzoles, sont cités par de nombreux observateurs et dans la plupart de nos manuels, notamment et surtout dans les *Principles of Geology* de Lyell, comme un indice de soulèvements et d'affaissements réitérés

1. A. Issel, *Le oscillazioni lente del suolo o Bradisismi*, in-8°, Genova, 1883, p. 205-210. [Voir aussi R. Meli, *Sopra la natura geologica dei terreni rinvenuti... nelle palude pontine* (Boll. Soc. Geol. Ital., XIII, 1894, p. 43-58).]

2. E. Bianchini, *Delle oscillazioni del suolo sulle coste di Gaeta* (Rivista marittima XV, 1882, p. 389-402).

de la terre ferme. Cependant Ant. Niccolini, l'homme qui connaissait la question le plus à fond, et dont les observations, recueillies sur les lieux mêmes, embrassent plusieurs décades, n'a jamais cessé, dans ses nombreux écrits sur ce sujet, de soutenir l'opinion que le continent est toujours resté immobile, tandis que c'est le niveau de la mer qui aurait varié.

L'importance qu'on a attribuée à ce phénomène naturel, les conclusions qu'on a cru pouvoir en déduire, l'extrême complication des circonstances accessoires nous obligent ici à un examen détaillé. A ce propos, je traiterai d'abord de la situation particulière du temple de Sérapis; ensuite, je passerai en revue les documents que je connais sur l'histoire de ces parages avant et après l'éruption du Monte Nuovo en 1538. La dernière partie de ce chapitre concerne les conclusions théoriques que l'on a rattachées à ce remarquable exemple<sup>1</sup>.

Les champs Phlégréens ne présentent pas la disposition rayonnante qui caractérise les volcans des Lipari. Tous les cratères Phlégréens du continent, à l'exception du Monte di Procida et des parties extrêmes du cap Misène, appartiennent à une seule grande masse montagneuse, aplatie et conique (I, pl. II), comme le dit très justement Roth et comme le montre de la façon la plus nette la carte hypsométrique de l'État-major Italien<sup>2</sup>.

Au sud-est, sur le flanc est du cap du Pausilippe, le bord externe de ce grand cône de tuf est baigné par la mer et forme falaise. Ce versant abrupt se prolonge dans la Chiaia et sous le fort Saint-Elme jusque dans la ville de Naples, puis il s'adoucit au nord de la ville. Vers le nord, ce bord externe se perd graduellement sous la plaine, dans la région de Marano; vers

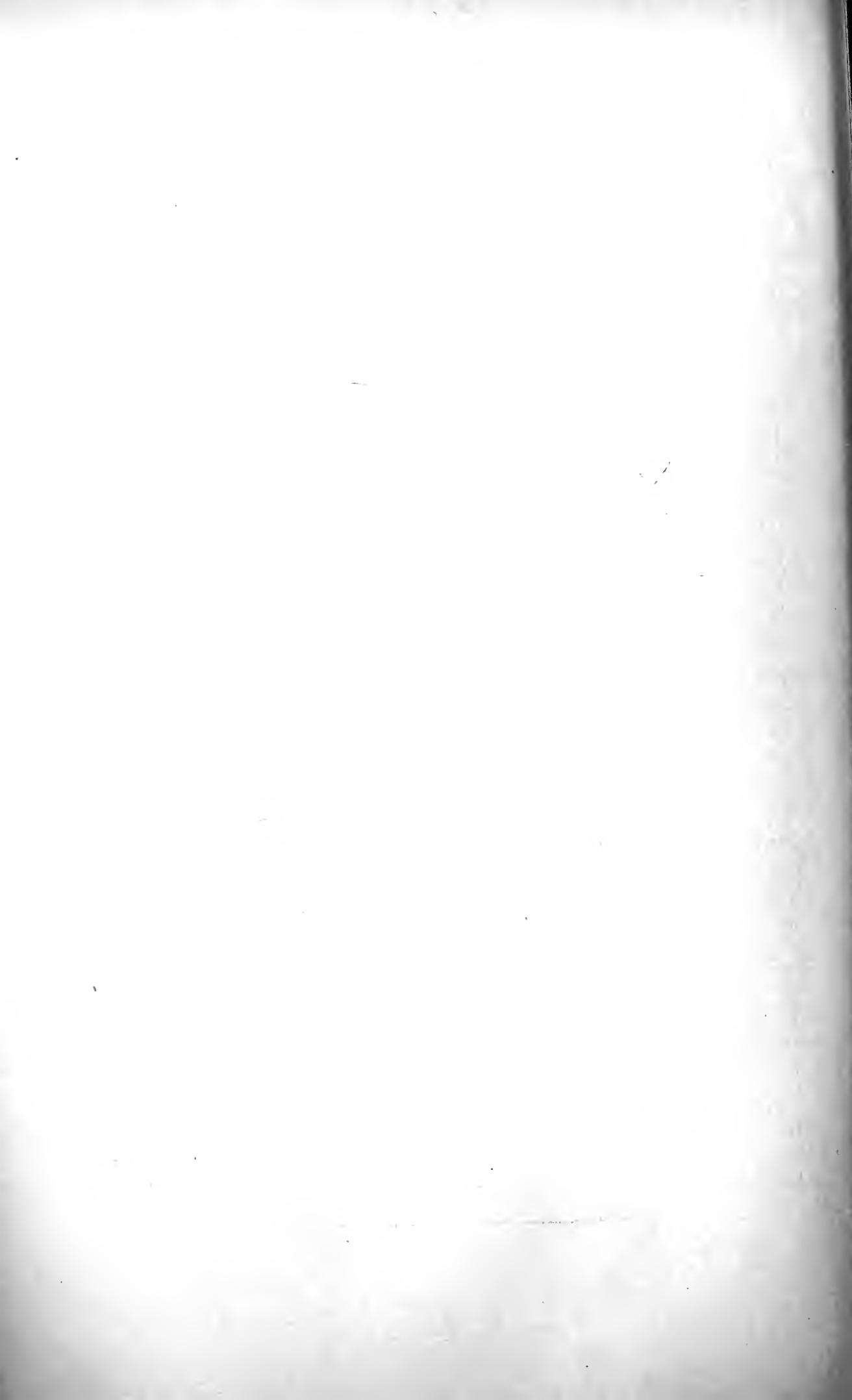
1. J'ai réussi, le temps aidant, à rassembler les documents du xvi<sup>e</sup> siècle sur le sujet : dans bien des cas ils avaient paru en fascicules de circonstance et étaient devenus extrêmement rares. Pour les temps modernes, plusieurs des ouvrages capitaux me manquaient : ils ont été mis à ma disposition, grâce à l'obligeance de M. le commandeur Meneghini, en partie par la Bibliothèque Universitaire de Pise et en partie par la Bibliothèque Nationale de Naples. [Pour une bibliographie des champs Phlégréens, voir H. J. Johnston-Lavis, *The South Italian Volcanoes*, in-8°, Naples, 1891, p. 263-303 (énumère plus de 500 art.).]

2. J. Roth, *Der Vesuv und die Umgebung von Neapel*, in-8°, Berlin, 1857, p. 485; carte de l'état-major à 1 : 50 000, Foglio 61, partie orientale, Napoli [et *Carta d'Italia Tavolette rilevate* 1 : 50 000, Foglio 184, I-IV : *Napoli, M. Vesuvio, Pozzuoli, Marano di Napoli*; voir aussi R. T. Günther, *The Phlegræan Fields* (Geogr. Journ., London, X, 1897, p. 412-433 et 477-499, 15 fig., 6 cartes, 1 tableau). Sur l'histoire géologique de la région, voir H. J. Johnston-Lavis, Ouvr. cité, p. 13-19, et *Excursion to the South Italian Volcanoes* (Proc. Geologists' Assoc., XI, 1890, p. 401-407); A. Scacchi, *La regione vulcanica fluorifera della Campania*, 2<sup>e</sup> ed. (Mem. R. Com. Geol. d'Italia, IV Parte 1<sup>a</sup>, in-folio, 1890, p. 1-48, pl. I-IV).]



FIG. 110. — Vue générale des Champs Phlégréens, prise de l'ancien Couvent des Camaldules, d'après Sir William Hamilton (*Campi Phlegræi. Observations sur les Volcans des Deux-Siciles, in-folio, Naples, 1776, II, pl. XVII*).

1. Ile de Ventotene ; 2. Ile de S. Stefano ; 3. Ile d'Ischia ; 4. Ile de Procida ; 5. Cap Misène ; 6. Mare Morto ; 7. Baïes ; 8. Monte Gauro ou Barbaro ; 9. Ile de Nisida ; 10. Plage des Bagnoli et Lazzaretto Vecchio ; 11. Lac d'Agnano ; 13. Grotte du Chien ; 13. Stufe di San Germano ; 14. Colli Leucoge Solfatare ; 15. Astroni ; 16. Jardin des Camaldules.



l'ouest, il est marqué par les lagunes de Licola et de Fusaro; de la partie sud, aujourd'hui desséchée, de la seconde, l'Aqua Morte, une dépression se dirige au sud-est, vers le Mare Morto de Misène; elle sépare nettement le cône Phlégréen du Monte di Procida. Cette dépression, courant obliquement à travers la partie méridionale du promontoire de Baïes, ne manque pas d'importance. Des deux côtés, les hauteurs s'inclinent en pente douce : au nord-est, c'est le rebord du cône Phlégréen, et au sud-ouest le versant du Monte di Procida. En même temps, on voit les deux lignes de hauteurs, à l'opposite, présenter un front abrupt, la première vers le golfe de Pouzzoles et l'autre vers le large. Arcangelo Scacchi a montré depuis longtemps, dans son excellente description de cette région, qu'il faut regarder le Monte di Procida, caractérisé par la présence de leucitophyre, comme un fragment de l'île voisine de Procida <sup>1</sup>.

La partie sud du cône Phlégréen est sous la mer. On ne peut donc en déterminer le diamètre du nord au sud. De l'est à l'ouest, de la ville de Naples jusqu'aux lagunes de Cumes, il atteint 18 à 20 kilomètres.

A l'est, ce cône est traversé par la grotte du Pausilippe; là apparaissent dans le tuf des coquilles marines, voire d'espèces actuelles. Au nord, une très grande cuvette elliptique (*Maar*) s'y trouve encaissée, absolument comme le lac d'Albano dans la masse de tuf des monts Albains et avec des dimensions analogues. C'est le Piano di Quarto, dont la surface unie mesure 4<sup>km</sup>,5 sur 2<sup>km</sup>,4.

A l'ouest, un petit massif de trachyte se dresse sur le flanc du cône et forme le rocher de Cumes.

Le cône Phlégréen s'élève en pente douce, et est coupé vers l'intérieur par de brusques escarpements; mais on n'a pas affaire ici à une courbe unique en arc de cercle, comme pour la Somma au Vésuve, du côté de l'Atrium : on observe un grand nombre de petits effondrements successifs, séparés les uns des autres par des éperons, et que l'on a souvent pris pour autant de cratères, quoique la plupart ne soient évidemment que des cuvettes d'affaissement (fig. 110). En conséquence de cette disposition, la surface du cône, s'élevant graduellement vers l'intérieur, atteint sa plus grande altitude là où elle se rapproche le plus du centre, c'est-à-dire à l'extrémité des éperons qui séparent les effondrements, comme au monastère des Camaldules (455 m.) et au Monte Bar-

1. Arc. Scacchi, *Memorie geologiche sulla Campania* (Rendic. R. Accad. delle Scienze Fis. e Mat. di Napoli, VIII, 1849, p. 64 et 242).

baro (329 m.), que je suis également porté à considérer comme une partie du cône Phlégréen extérieur.

Le rebord interne de fracture commence au promontoire du Pausilippe, dans le voisinage de l'île de Nisida : de là, il s'étend jusqu'au premier cirque d'effondrement, à Fuorigrotta, à peu de distance au nord de la sortie occidentale du tunnel. Ensuite on trouve les deux grandes cuvettes de Soccavo et de Pianura, séparées par l'éperon déjà mentionné des Camaldules ; ici se présente, interstratifié dans le cône de tuf, le « Piperno ». Au delà de la cuvette de Pianura vient un nouvel éperon, puis on rencontre plusieurs petits segments circulaires, qui forment les pentes de la Montagna Spaccata ; plus loin, la cuvette ou cratère de Campiglione, le « Gaurus inanis », s'encaisse dans le cône de tuf, enfin se présentent le lac Averno (fig. 111) et la baie en hémicycle de Baïes.

Ainsi, les rebords de la région effondrée forment une chaîne enserrant une région intérieure, dont le grand axe, mesuré de Fuorigrotta jusqu'aux pentes qui dominent le lac Lucrin, a 11<sup>km</sup>,5 de long<sup>1</sup>.

A l'intérieur de cette première arête s'élève, mais seulement du côté est, un second cône aplati. Ce cône, à partir du pied très déprimé de cette même arête, en face de Nisida, à Fuorigrotta, Soccavo et Pianura, monte en pente douce vers le centre (II, pl. II) ; et, à son tour, il finit brusquement par une seconde arête, dont la configuration est analogue. La plus grande partie de cette seconde arête d'effondrement forme le cadre circulaire de l'ancien lac d'Agnano ; de chaque côté, vers le nord et vers le sud, il y a en outre un effondrement plus petit, et, cette fois encore, les éperons situés au nord et au sud de la cuvette d'Agnano (214 et 176 m.) constituent les points culminants de la région. L'éperon méridional porte le nom caractéristique de Monte Spina, et se distingue par ses laves très particulières. La région interne est donc plus rétrécie, et la distance du pied du Monte Spina jusqu'aux pentes qui dominent le lac Lucrin ne mesure plus que 7 kilomètres. Sur cet espace nous voyons tout d'abord une étendue presque plate (III a, pl. II), répondant au champ de scories de l'intérieur d'un grand cratère ; puis, au-dessus de cette plaine, se dressent les cônes de cendres d'Astroni, de Senga et de Cigliano. Ceux-ci non plus

1. En 1805, Léopold de Buch, après avoir visité pour la seconde fois, en compagnie de Humboldt et de Gay-Lussac, les champs Phlégréens, écrivait : « Le Lago d'Agnano, Quarto, Pianura et Soccavo rappellent aussi peu les formations volcaniques que Capo di Monte et le Pausilippe. Un simple entourage de collines ne suffit pas à démontrer la nature cratériforme de la région entourée. Car ne pourrait-il pas y avoir un effondrement ? » (*Gesammelte Schriften*, I, p. 458).

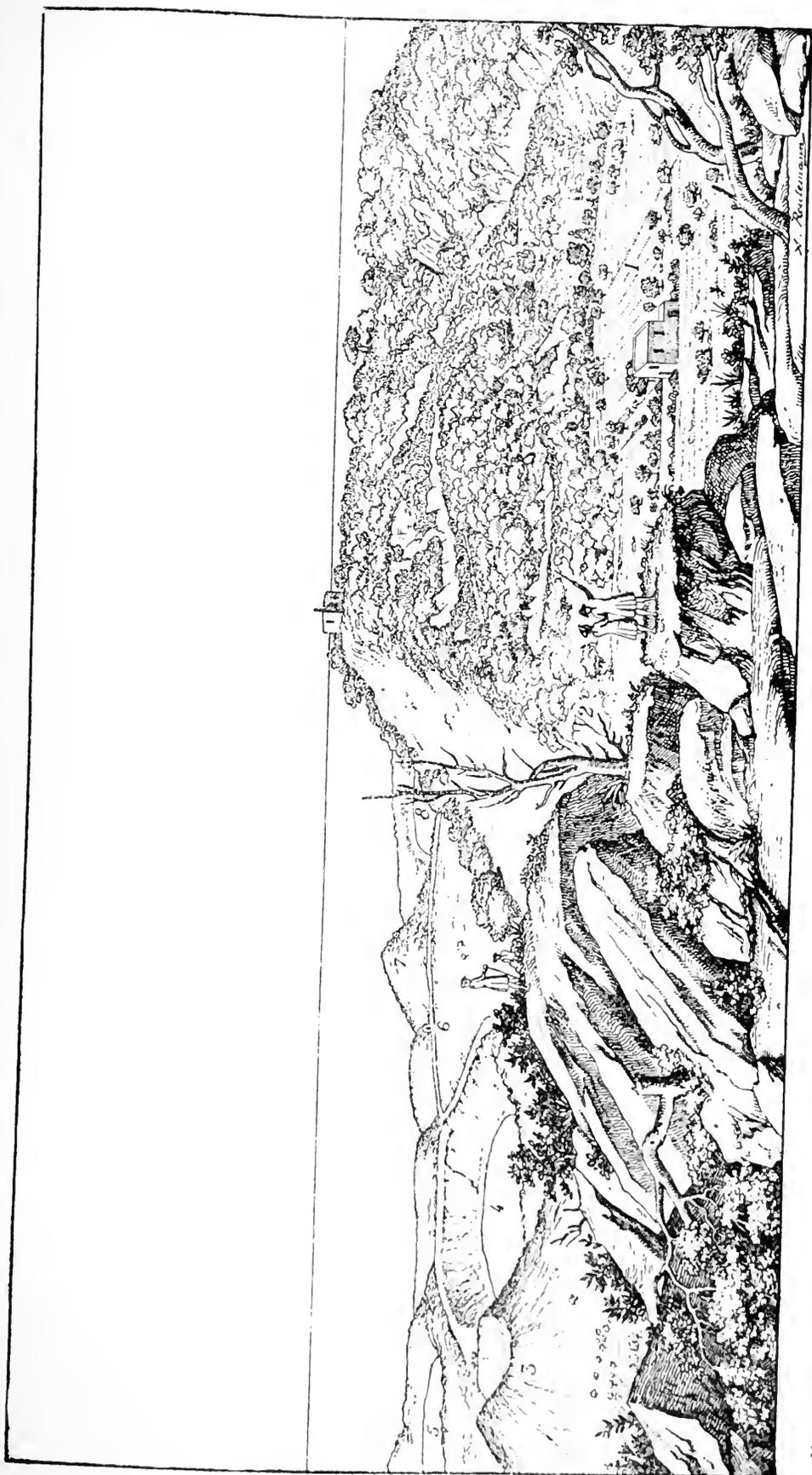


Fig. 411. — Le Lac Averne et le Monte Barbaro. Vue prise de l'Est, d'après Sir William Hamilton (*Campi Phlegræi. Observations sur les Volcans des Deux-Siciles*, in-folio, Naples, 1776, II, pl. XXVIII).

1. Intérieur du cratère du Monte Barbaro; 2. Entrée du même; 3. Monte Nuovo; 4. Lac Averno; 5. Lac de Fusaro;
6. Arco Felice; 7. Rocher de Cumès; 8. Lac de Licola.



n'ont donné aucun signe d'activité dans les temps historiques (III b, pl. II).

C'est seulement en s'avancant davantage vers le sud et vers l'ouest qu'on parvient aux traces les plus récentes de l'activité éruptive, c'est-à-dire au cône de cendres de la Solfatare, qui passe pour avoir eu une éruption en 1198 (le fait est cependant douteux), et au Monte Nuovo, cône formé en 1538 (IV, pl. II). Les abords de ces collines, depuis la Solfatare jusqu'à Baïes, abondent en sources chaudes. Les Romains avaient coutume de creuser des grottes dans le tuf et de les aménager en étuves.

C'est au centre de ce cratère graduellement rétréci, sur ce foyer presque éteint, entre la Solfatare et le Monte Nuovo, à Pouzzoles, qu'est situé le temple de Sérapis (fig. 112). Sa distance au centre du cratère de la Solfatare n'est que de 1500 mètres, et jusqu'au cratère du Monte Nuovo, on compte seulement 2800 mètres.

On peut comparer les cuvettes d'effondrement du cratère Phlégréen, telles que le lac Averno ou la dépression d'Agnano, aux effondrements circulaires des bords du cratère du Kilauea, le Keanakakoi et le Kilauea Iki, décrits par Dana : ces accidents présentent en effet une telle ressemblance que l'on peut admettre, pour en expliquer l'origine, un mode de formation identique<sup>1</sup>. Le bord supérieur de la cuvette de l'Averno a un diamètre moyen d'environ 1200 mètres ; celui du Kilauea Iki mesure de 850 à 900 mètres. On peut se demander si les grandes cavités des versants, comme le Piano di Quarto, ne résulteraient pas du soutirage latéral des laves vers la bouche d'éruption et du tassement qui en aurait été la conséquence à la surface. En tous cas, il est nécessaire d'admettre qu'il existe en profondeur, pour les volcans du cône Phlégréen, un foyer commun. Dans l'ensemble, on observe une grande similitude avec le cône des monts Albains : là aussi, il est permis de croire que les grandes *Mare* d'Albano, de Nemi et d'Ariceia ont été uniquement causées par la chute de l'enveloppe extérieure après la sortie des laves, surtout depuis que Tucci a montré que ces cirques sont de simples affaissements, sans le moindre indice d'activité éruptive indépendante<sup>2</sup>. J'ai moi-même, à trois reprises, visité leurs bords, et j'y ai vainement cherché des traces d'éruption.

1. Dana, Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XXXIII, 1887, pl. I, et ailleurs. [Voir aussi son ouvrage : *Characteristics of Volcanos, with Contributions of Facts and Principles from the Hawaiian Islands*, in-8°, xvi-399 p., 16 pl., New York, 1890.]

2. P. di Tucci, *Saggio di studi geologici sui Peperini del Lazio* (Mem. Accad. de Lincci, Anno 276, ser. 3<sup>a</sup>, vol. IV, 1879, p. 357-392). [Voir aussi la *Carta geologica della Campagna Romana*, déjà citée.]

Il en va quelque peu différemment pour la formation des cuvettes de Pianura, Soccavo, Agnano, etc. Elles ont fait évidemment partie du rebord du cratère actif, sans toutefois représenter autant de bouches distinctes. Palmieri nous apprend que le Vésuve, en 1779 et surtout en 1872, s'écroula en quelque sorte sur lui-même après l'éruption : les parois de la cheminée s'affaissèrent dans les vides produits en profondeur<sup>1</sup>. C'est ainsi que se forment tout autour du cratère de grands cirques d'effondrement et des cuvettes de dimensions moindres, de même que les failles en escalier comme celles qui entourent le cratère du Kilauea.

On voit dans le golfe de Naples, comme partout sur les côtes d'Italie, de traces nombreuses d'un mouvement négatif. A Ischia, sur l'Epomeo, les dépôts marins du Tertiaire récent atteignent plus de 500 mètres d'altitude. Il est à remarquer que, dès 1849, Scacchi se demandait si l'Epomeo avait été soulevé avec ces dépôts marins ou si la région tout entière ne se serait pas plutôt affaissée alentour, et ce géologue semblait disposé à préférer la seconde hypothèse. A Capri, on connaît depuis longtemps l'existence à une grande hauteur de trous de pholades. A Anacapri, Walther a observé, vers 200 mètres, des lignes de rivage avec lithodomes; peut-être sont-elles en rapport avec les zones de perforations similaires décrites par Verri et Meli dans la vallée du Tibre en amont de Rome, par 276 et 268 mètres, et qui, comme âge, correspondent probablement à l'horizon des sables jaunes marins du Monte Mario, près de Rome<sup>2</sup>.

A une hauteur moindre au-dessus du niveau de la mer, des vestiges analogues ne sont pas rares. Au sud-ouest d'Ischia, à la Punta dell' Imperatore, une brèche dure, formée de fragments de pierre ponce et de trachyte associés à des coquilles marines, s'élève jusqu'à 10 mètres, au sommet d'un rocher de trachyte; elle a été décrite par Scacchi. A + 8 mètres et au-dessous, Walther a découvert sur le premier des Faraglioni de Capri des lithodomes et des sillons creusés par les vagues. Au pied du Monte Olibano, masse de trachyte qui, de la Solfatare, s'avance vers la mer, l'on voyait en 1872 la coupe suivante : à la base, à droite, un amas grossièrement

1. Palmieri, *Annali Vesuviane*, ser. 2<sup>a</sup>, I, 1874, p. 55.

2. J. Walther, *Studien zur Geologie des Golfes von Neapel* (*Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XXXVIII, 1886, p. 304); R. Meli, *Sulla zona di fori, lasciati dei litodomi pliocenici nella calcare giurese di Fara Sabina* (*Boll. R. Com. Geol. d'Italia*, XIII, 1882, p. 149-155). Sur les particularités de ces zones de trous de la côte Italienne, on trouve des remarques suggestives dans A. Issel, *Le oscillazioni lente del suolo o Bradisismi* in-8°, Genova, 1883, p. 99-101. Données plus anciennes dans Boettger, *Das Mittelmeer*, p. 129.

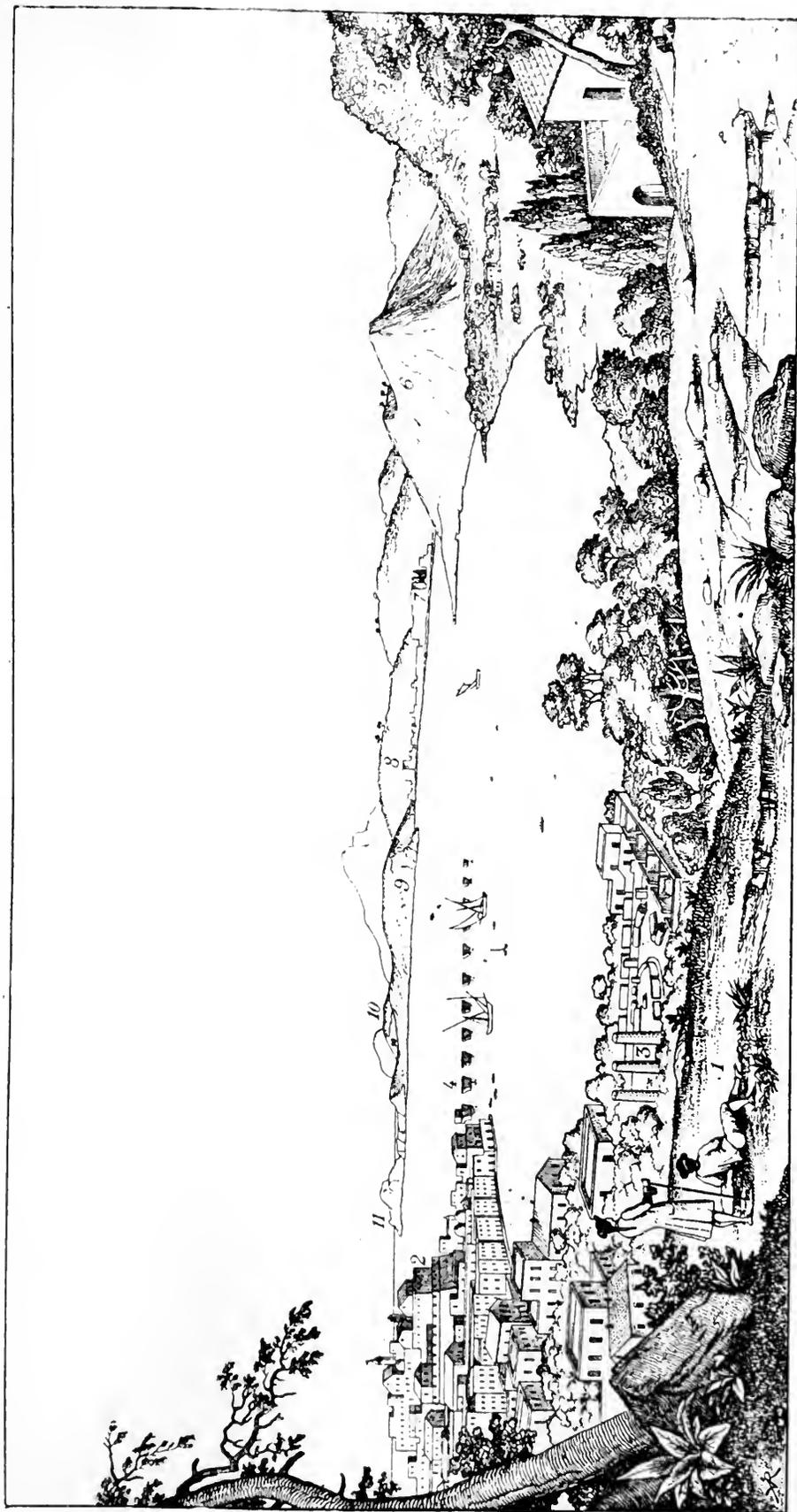


Fig. 112. — Pouzzoles et son golfe. Vue prise du Nord, d'après Sir William Hamilton (*Campi Phlegreæ. Observations sur les Volcans des Deux-Siciles*, in-folio, Naples, 1776, II, pl. XXVI).

1. Emplacement supposé de la maison de Cicéron ; 2. Ville de Pouzzoles ; 3. Temple de Sérapis ; 4. Restes de l'ancien môle appelé Pont de Caligula ; 5. MonteGauro ou Barbaro ; 6. Monte Nuovo ; 7. Bains de Néron ; 8. Baïes ; 9. Château de Baïes ; 10. Bacoli ; 11. Cap Misène.

1871

stratifié de blocs de pierre ponce d'un blanc jaunâtre, dont la surface est irrégulièrement ravinée (*a*, fig. 113); au-dessus, comme revêtement masquant les inégalités, des sables bruns marins, stratifiés, contenant des coquilles friables, jusqu'à + 12 mètres environ (*b*), puis une assise assez puissante de gros blocs trachytiques et de scories (*c*, *e*), interrompue par une couche rouge (*d*); sur cette assise repose la coulée de trachyte provenant de la Solfatare (*f*), et au-dessus il y a encore des cendres, des ponces et quelques scories (*g*), peut-être le produit de l'éruption de la Solfatare qui aurait eu lieu en 1198 après J.-C.<sup>1</sup>. Dans le trachyte, les

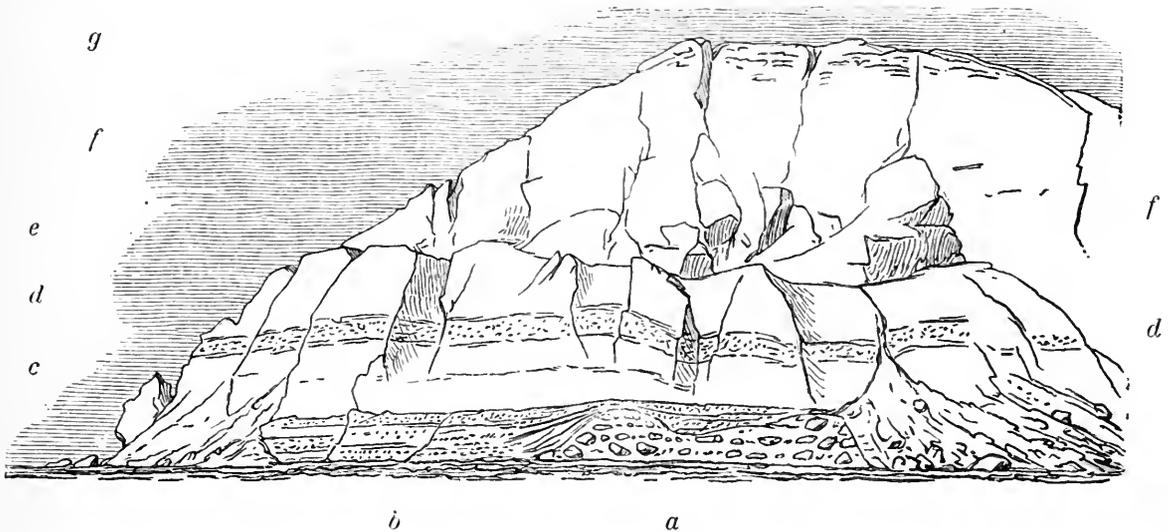


FIG. 113. — Falaise du Monte Olibano, vue de la mer (d'après un croquis de l'auteur).

*a*, Amas de pierre ponce; *b*, Sables marins; *c*, *d*, *e*, Gros blocs trachytiques et couche rouge; *f*, Trachyte compact provenant de la Solfatare; *g*, Projections récentes.

Romains ont pratiqué un aqueduc; par suite, les sables coquilliers sont bien antérieurs à la construction du temple de Sérapis, mais, à l'époque de leur dépôt, le second cône Phlégréen (II, pl. II) s'était déjà effondré.

Scacchi considère comme plus récent que la brèche coquillière de la Punta dell' Imperatore, à Ischia, un amas de sable, de ponces et de coquilles ayant conservé leurs couleurs qui atteint jusqu'à + 20 mètres, et que l'on peut voir plaqué contre la falaise basse,

1. Guiscardi a représenté ce point dans les *Atti Accad. Napoli*, I, n° 7, 1863, fig. 3, et G. vom Rath décrit les bancs coquilliers dans ses *Geognostisch-Mineralogische Fragmente aus Italien* (*Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XVIII, 1866, p. 614). Sur les rapports du Monte Olibano avec la Solfatare, le profil de Scacchi (*Campania*, pl. I) donne d'utiles renseignements. Du reste Scacchi met en doute l'éruption de la Solfatare en 1198, parce qu'il semble qu'au temps de Strabon l'état du cratère ait été identique à ce qu'on observe aujourd'hui.

représentant évidemment un ancien rivage, qui s'étend entre Pouzzoles et le Monte Nuovo, à peu près à la même hauteur qu'à Ischia. Il se peut que des tempêtes ou des ras de marée séismiques aient contribué à relever l'altitude de ces bancs.

Ces exemples de mouvement négatif, qu'on pourrait multiplier indéfiniment, semblent tous, à l'exception peut-être du dernier, appartenir aux temps préhistoriques; on doit les rattacher aux traces extrêmement nombreuses de hautes lignes de rivage qu'on observe sur tant de points dans le bassin de la Méditerranée, depuis Gibraltar jusqu'à l'isthme de Suez. Il faut nettement les distinguer des oscillations de Pouzzoles, qui appartiennent à l'époque historique, et dont l'amplitude dans le sens vertical est si considérable que si le mouvement avait été uniforme et général, elles se seraient également fait sentir dans les localités voisines et auraient laissé quelque écho dans les traditions, ce qui n'est pas le cas<sup>1</sup>.

A la vérité, dans les parties basses de la ville de Naples, il semble qu'on puisse discerner quelques traces d'un mouvement positif depuis l'époque romaine<sup>2</sup>, mais les exemples invoqués à l'appui de ce fait, tels que des bains à ras du rivage, dans un sol d'alluvions sans consistance, couvert des décombres de la ville, sont peu concluants. C'est seulement une fois entré dans le cratère Phlégréen qu'on rencontre des signes certains d'oscillations survenues dans l'intervalle des vingt derniers siècles. Tout d'abord, on en trouve à Nisida. D'après Niccolini, le môle de Nisida repose en partie sur d'anciennes piles, de même que le « pont de Caligula » à Pouzzoles, et ces piles auraient été érigées à une époque où la ligne de rivage était plus bas que de nos jours; un passage interrompu par la falaise du Lazzaretto Vecchio, et aujourd'hui transformé en un canal où circulent les eaux marines, aurait été à l'origine un chemin de communication<sup>3</sup>.

[1. On a signalé à Palmarola, dans la mer Tyrrhénienne, des indices d'un soulèvement récent (H. J. Johnston-Lavis, *Notes on the Ponza Islands*, Geol. Mag., Dec. 3, VI, 1889, p. 529-535). En comparant les levés de Scrope (1822) et de Dölter (1875), H. Emmons avait même cru pouvoir annoncer que l'île, dont l'origine est volcanique, se serait soulevée de 64 m. pendant ce court intervalle, soit près de 1 m. par an (Neues Jahrb. f. Min., 1892, II, p. 83-85); et cette conclusion a été reproduite dans un ouvrage classique (A. Supan, *Grundzüge der Physischen Erdkunde*, 2. Aufl., 1896, p. 292); mais V. Sabatini a montré qu'elle repose sur une erreur (*Descrizione geologica delle Isole Pontine*, Boll. R. Com. Geol. d'Italia, XXIV, 1893, p. 228 et suiv., carte).]

[2. D'après P. Oppenheim, la plage de Capri se serait affaissée de 20 pieds environ (6 à 7 m.) depuis l'époque de Tibère; *Beiträge zur Geologie der Insel Capri und der Halbinsel von Sorrent* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLI, 1889, p. 442-490, 3 pl.).]

3. Ant. Niccolini, *Tavola metrica cronologica delle varie altezze tracciate dalla superficie del mare fra la costa di Amalfi ed il promontorio di Gaeta nel corso di XIX. secoli*, in-4°, Napoli, 1839, p. 26, note 3.

Dans l'intérieur du golfe, on voit en beaucoup d'endroits les constructions romaines atteindre la mer, voire même submergées par elle. La longue rangée de piles, restes du « pont de Caligula », qui n'est sans doute qu'un ancien édifice du port et qui, de Pouzzoles, s'avance dans la mer (fig. 112), prouve nettement qu'aujourd'hui le rivage est plus haut qu'au temps de la construction de ces piles : en effet, le sommet des ouvrages en maçonnerie et la base des parties construites en briques apparaissent sous l'eau, de même que la naissance des voûtes ; d'autre part, on constate que jusqu'à + 3 mètres plusieurs de ces piles ont été perforées par des lithodomes et sont couvertes de serpules. Il y a donc eu sur ce point de vraies oscillations : le mouvement a d'abord été positif, puis négatif ; mais on ne peut décider si la submersion actuelle des appuis de voûtes est la conséquence d'une phase négative inachevée ou d'une phase positive à ses débuts.

Ces piles ne sont qu'à 700 mètres environ du temple de Sérapis.

Les ruines de ce temple sont situées immédiatement en dehors de la ville de Pouzzoles, vers le N.N.W., dans une plaine basse et étroite, *la Starza*, qui s'étend le long de la mer jusqu'au Monte Nuovo et qui est limitée du côté de la terre par la petite falaise dont il a déjà été question. Le dallage du temple est un peu au-dessous du niveau actuel des eaux. Trois grands fûts de colonnes sont encore debout ; les trous des lithodomes y montent jusqu'à + 5<sup>m</sup>,3. Du côté de la terre, derrière et tout contre le temple, se trouve la source chaude des *Cantarelle*.

Si, partant du golfe de Pouzzoles, on s'éloigne vers l'ouest, au delà de Baïes, on atteint le rivage de la mer Tyrrhénienne. Cette côte est caractérisée par le long et uniforme cordon de dunes, tendu depuis le flanc occidental du cap Misène jusqu'à Gaëte, et dont la continuation plus au nord sert de bordure aux marais Pontins. Ce long lido sépare de la mer quelques étangs, le Lago del Fusaro ou lac Achérontique, le Lago di Licola, le Lago di Patria, et d'autres encore. Strabon représente le lac Achérontique comme « un prolongement vaseux de la mer » ; environ quarante ans après, Sénèque se fait porter à la villa de Servilius Vacca, tout près de l'extrémité sud du lac Achérontique, par le lido de Cumès. « Semblable à une route étroite, dit Sénèque, le sentier est resserré entre la mer et le lac. » — Niccolini a conclu de la description différente de Strabon et de Sénèque que le lido se serait formé

dans le court intervalle de quatre décades <sup>1</sup>. Cette supposition n'est pas justifiée par les textes; ces longues digues, édifiées par la mer et les tempêtes au cours des siècles, ne sont que la continuation des cordons littoraux que nous avons déjà suivis depuis l'embouchure de l'Arno jusqu'à Gaëte. Elles démontrent que des mouvements irréguliers de parties étendues de la terre ferme ne se sont pas produits dans la région depuis une époque très reculée.

**3. Le temple de Sérapis jusqu'en 1538.** — Revenons maintenant en arrière, en doublant le cap Misène.

Tout le littoral, depuis ce promontoire jusqu'à celui d'Athénè (Sorrente), s'appelle dans Strabon *ὁ κρατήρ*. Dans le sens plus étroit que les géologues attachent aujourd'hui à ce mot, le golfe de Pouzsoles est réellement, comme nous l'avons vu, un cratère. C'est dans les florissantes campagnes de Puteoli, de Baïæ et de Misenum que sous l'Empire, aux frais du monde subjugué, se célébraient les fêtes les plus somptueuses, et là, à l'intérieur des bords fracturés du cône Phlégréen, la « danse sur un volcan » n'était pas une métaphore, mais une réalité. C'est là que Cicéron écrivit ses lettres; c'est là qu'Octave, perçant le cordon de dunes qui servait de barrage au lac Lucrin, fit pénétrer la mer dans le cratère avernique, établit des écluses, créa le *Portus Julius*; c'est au cœur du volcan Phlégréen, entre Puteoli et Baïæ, que Néron essaya sur une embarcation traîtresse de noyer sa mère; c'est de là que Pline l'Ancien fit voile lorsqu'en 79 il allait en toute hâte observer la grande éruption du Vésuve. Ces lieux reviennent donc fréquemment sous la plume des écrivains romains, mais les données qui se rapportent à la nature et à la configuration du rivage à cette époque sont rares <sup>2</sup>.

A peu près la seule mention importante qui nous vienne de l'antiquité se trouve contenue dans la *Lex parietis faciundi* de Puteoli, datant de l'an 105 avant J.-C. <sup>3</sup>. Cette loi traite de réparations à un mur qui se trouvait au delà du chemin situé entre la mer et le temple de Sérapis; d'après les détails de son texte, il n'y a guère

1. Ant. Niccolini, *Descrizione della gran Terma puteolana volgarmente detta Tempio di Serapide*, in-4°, Napoli, 1845; *Parte Geologica*, p. 13 et suiv.

2. Voir par exemple Strabon, V; Pline, *Hist. nat.*, XXXI, 2; Suétone, *Aug.*, XVI; Dion, XLVIII, 50; Horace, *Odes*, II, 17; Virgile, *Géorgiques*, 161, etc.; voir aussi K. Schultess, *Die Nordküste des Golfs von Neapel im Alterthum* (Mitteil. Geogr. Ges. Hamburg, 1885-86, p. 173-198).

3. Cité dans Jul. Caes. Capacio, *PVTEOLANA HISTORIA*, in-4°, Neapoli, MDCIII, fol. 21-23; Niccolini, *Gran Terma*, pl., et ailleurs.

de doute que dans ce temps-là il existait un chemin entre le temple et la plage. Cela montrerait qu'alors la ligne de rivage était notablement plus bas qu'aujourd'hui. Mais on peut se demander si le vaste édifice dont nous voyons aujourd'hui les ruines, et que d'après les inscriptions, Septime Sévère d'abord, puis Alexandre Sévère ont fait décorer de pierres de grand prix, est bien le même auquel se rapporte la *Lex parietis faciundi*, antérieure de trois siècles à ces décorations. En réalité, nous verrons que sous le dallage du grand temple qui porte ces inscriptions, on a trouvé à un niveau inférieur le dallage d'un édifice plus ancien. Pausanias (160-180 après J.-C.; VIII, 7, 3) dit que dans le voisinage de Dikaearcheia (= Puteoli), des sources chaudes sortent de la mer, et qu'au moyen de digues on créa une île artificielle en vue de les capter<sup>1</sup>.

Le noble et spacieux édifice dont les ruines nous occupent en ce moment n'a pourtant certainement pas été construit au-dessous du niveau de la mer. Il se trouvait en communication avec une source thermale; cette source était située, comme on l'a vu, vers la terre, derrière le temple, et l'eau s'écoulait au travers de celui-ci, en y servant à des bains. Dans les siècles suivants, elle acquit un grand renom sous la dénomination de *le Cantarelle* et on la trouve encore aujourd'hui derrière le temple, dans son ancien site.

Suivirent les temps de décadence et de dévastation, et nous ne rencontrons plus aucun renseignement pendant de longs siècles. La première mention que j'aie pu me procurer est due aux obligantes indications de M. le professeur von Mussaffia et aux études de M. le Dr A. Goldmann. On trouve en effet, dans les documents relatifs aux thermes de Pouzzoles datant du xv<sup>e</sup> siècle, la copie d'une strophe remarquable qui concerne les Cantarelle. La voici :

Inter aquas pelagi feruens aqua manat : et ipsa  
Ne fluat in pontum sectile claudit opus.  
Cum mare fremescit : locus oppugnatur ab undis.

Lorsque ces vers furent composés, la mer s'avavançait donc à l'intérieur des terres jusqu'au delà du temple, et l'on avait établi un mur, afin de garantir la source thermale. Ces vers font partie d'une ode assez longue sur les bains de Puteoli; on les attri-

1. Qualis in Euboico Baiarum litore quondam  
Saxea pila cedit; magnis quam molibus ante  
Constructam ponto jaciunt; sic illa ruinam  
Prona trahit, penitusque vadis inlisa recumbit;  
Miscent se maria, et nigrae adtolluntur arenae.

VIRGILE, *Énéide*, IX, 710-714.

buait à un vieux poète, qu'on supposait être Eustasius de Matera. Mais Goldmann montre, par une analyse pénétrante de l'épilogue et par divers rapprochements, que le vrai nom du poète est Petrus de Ebulo, que l'œuvre a été dédiée à l'Empereur Frédéric II et qu'elle a été composée entre 1212 et 1220.

Ainsi, il y a lieu de croire que, dès le début du XIII<sup>e</sup> siècle, le rivage occupait déjà un niveau assez élevé.

Ensuite, il y a de nouveau une lacune dans nos renseignements, et elle dure jusque vers le milieu du XV<sup>e</sup> siècle.

Jorio, dans son mémoire capital sur le temple de Sérapis, produit trois fragments d'actes des années 1441, 1491 et 1524. Ils se rapportent à des mutations de propriétés établies sur la falaise aujourd'hui délaissée. Les pièces de terre y sont désignées comme étant « *juxta lictus maris* » ou « *juxta ripam* ». Donc, à cette époque comme au XIII<sup>e</sup> siècle, la Starza se trouvait sous l'eau<sup>1</sup>.

Du temple de Sérapis il restait alors debout trois fûts de colonnes, comme aujourd'hui, mais ces fûts étaient ensevelis jusqu'à une assez grande hauteur sous les décombres du temple écroulé; les parties libres des colonnes, en haut, étaient vraisemblablement baignées par le flot. C'est pour cela qu'en 1526 Villano écrit au sujet de la source des Cantarelle : « E prima nello lito che da puzolo ua a trepergole che sta alo lito de lo mare doue stanno le colonne<sup>2</sup>. »

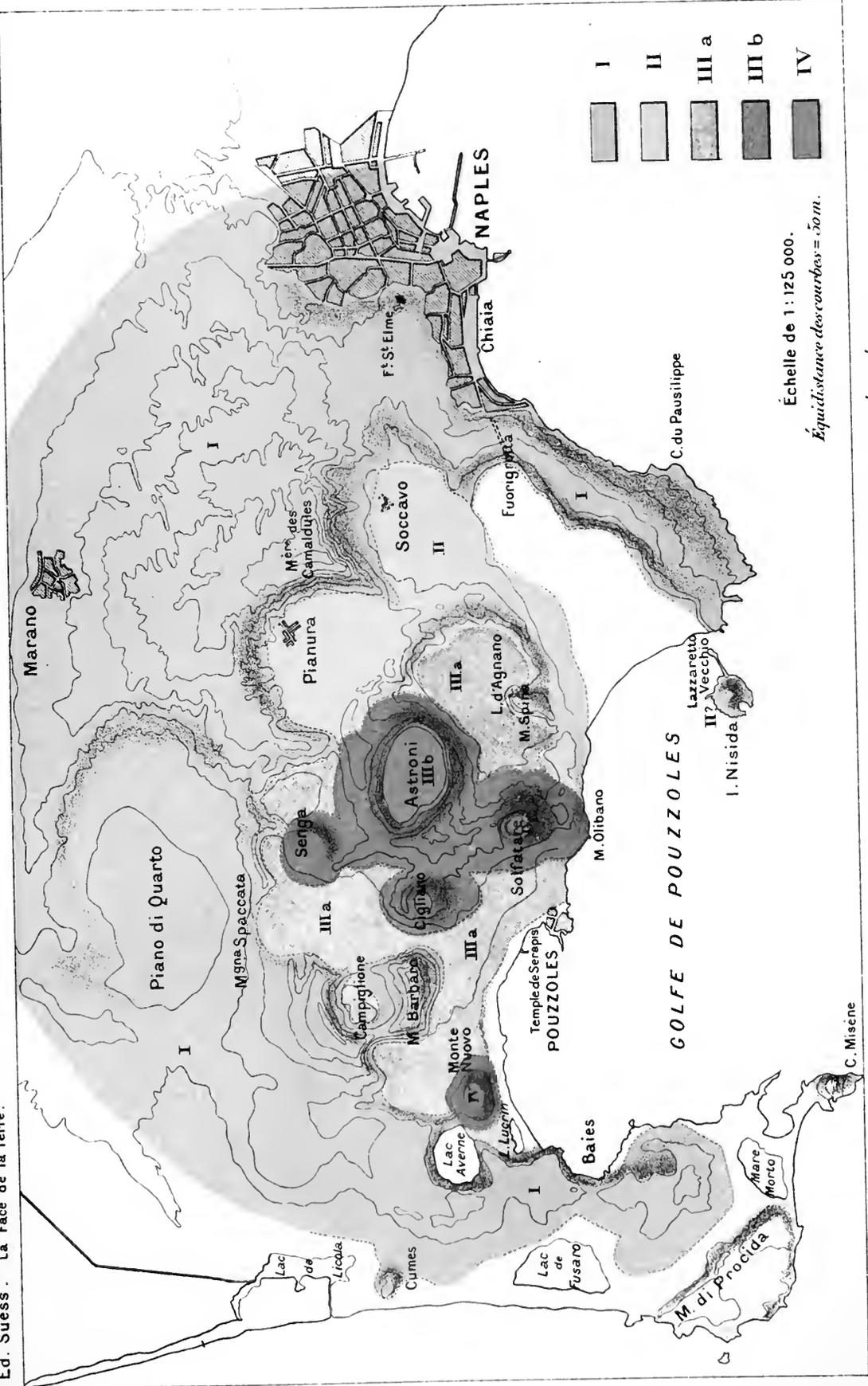
L'action des vagues se faisait cependant sentir jusqu'au delà du temple; sinon Pierre l'Arétin n'aurait pas, en 1507, reproduit les anciens vers relatifs aux Cantarelle dans son opuscule sur les curiosités de Puteoli<sup>3</sup>.

D'après ces divers témoignages, il n'est pas exact qu'on manque totalement de données écrites au sujet d'un niveau plus élevé du rivage, à Pouzzoles. Au contraire, on ne peut guère douter que pendant le XIII<sup>e</sup> siècle et jusqu'au commencement du XVI<sup>e</sup>, la Starza ait été submergée jusqu'à la source thermale située au delà du

1. Andr. De Jorio, *Ricerche sul Tempio di Serapide in Puzzuoli* (Estratt. dei Monumenti inediti di antichità e belle arti, Napoli, 1820, fasc. 1, 2), in-4<sup>o</sup>, p. 53, 54.

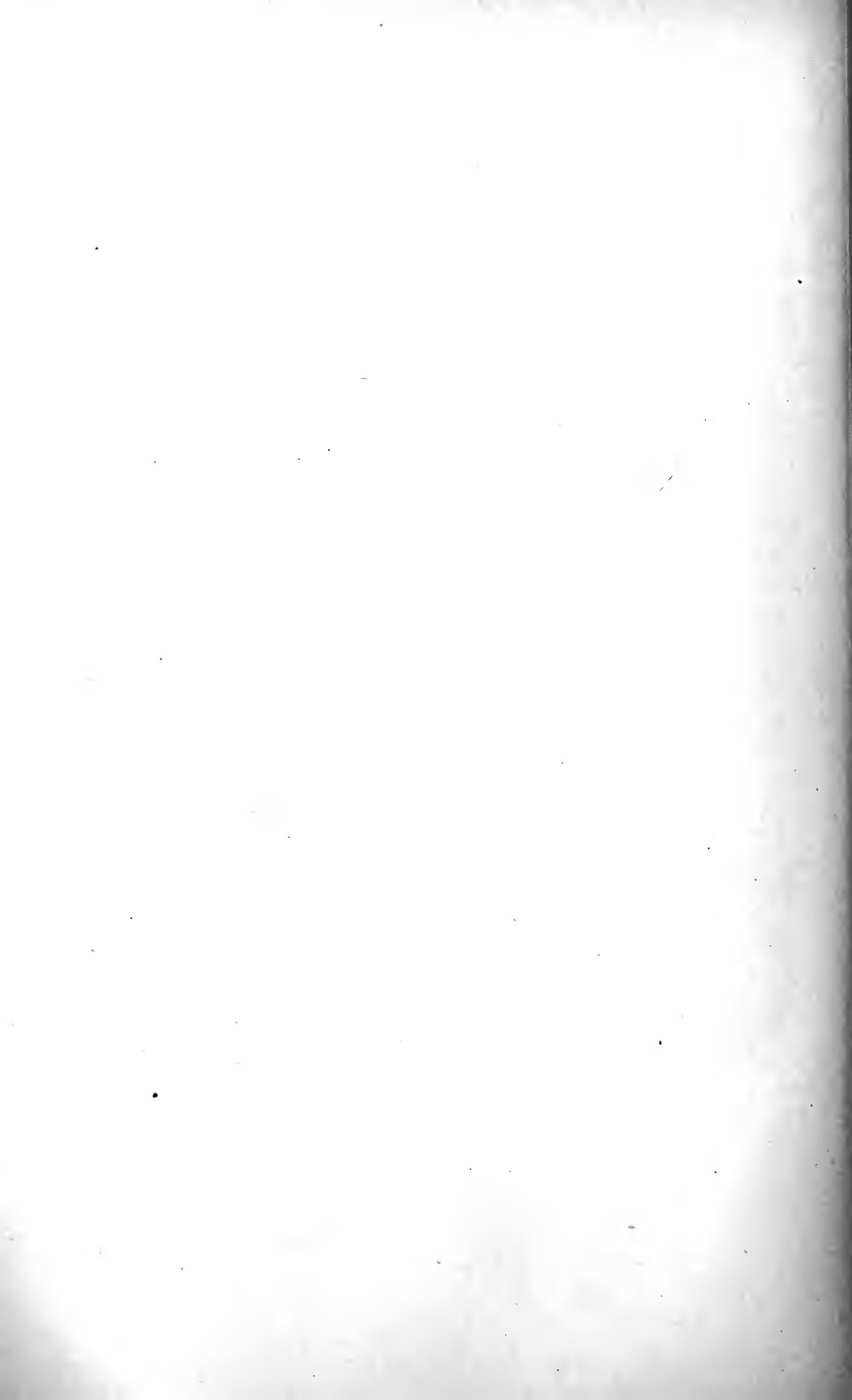
2. Joann. Villano : *Chroniche de la Incllyta Cita de Napole Emendatissime : con l Bagni de Puzolo e Ischia : Nouamente Ristampate* (ed. Leonard. Astrinus M.D.XXVI). Stampata in Napoli per el medesimo M. Euangelista, fol. LXXVII, b.

3. LIBELLVS DE MIRABILIBVS CIVITATIS PVTEOLORVM etc. Francisci Aretini; Hoc opusculū p eundē Augustinū Tyfernū cursim reuisum & auctū : Impressū est Neapoli a Sigismundo Mair Alamāno Regnante Ferdinando Aragoneo Rege. prima Iunii. Anno a dnica natiuitate. M.D.VII. fol. 7, 6. — Dans cette édition, la première dont j'aie connaissance, on lit *fertile*, au lieu de la bonne version *sectile* (voir, par exemple, Fr. Lombardo, ΣΥΝΟΨΙΣ ΕΘΡΩΜ, QUAE De Balneis aliisq. miraculis Puteol. scripta sunt, Venet, MDLXVI, p. 37, Scholia.



Échelle de 1 : 125 000.  
*Équidistance des courbes = 50 m.*

ÂGE RELATIF DES ÉRUPTIONS DANS LES CHAMPS PHLÉGRÉENS.



temple de Sérapis. En outre, il est très probable que le mouvement positif s'est effectué lentement au cours des siècles antérieurs; du moins, à ma connaissance, aucun écrivain de cette époque ne mentionne ce changement.

D'autre part, Jorio, d'après un document conservé aux archives épiscopales de Pouzzoles, dit que le 6 octobre 1503 le roi et la reine donnèrent à la commune de Pouzzoles un fonds de terre « *che va seccando il mare intorno la terra* »; de même, le roi Ferdinand, le 23 mai 1511, donne à la ville « *quoddam Demaniale territorium mare desiccatum circa praefatam civitatem Puteolorum in continentiis ejusdem situatum.* » Niccolini déduit de ces données que le mouvement négatif aurait commencé avec le xvi<sup>e</sup> siècle, mais cette conclusion pourrait bien reposer sur une erreur. Cumes, détruite à plusieurs reprises durant le moyen âge, était tombée à n'être plus qu'un repaire de brigands, jusqu'à ce qu'enfin, en 1207, à ce qu'il semble, les Napolitains se résolurent à raser la ville de fond en comble. Ils le firent, et dès lors la Civitas Puteolana prit de l'extension et couvrit le domaine désert de Cumes jusqu'à la côte ouest. Ainsi s'explique, par exemple, qu'un diplôme de Frédéric, daté de 1489, dise: « *In toto littore, seu maritima dictae Civitatis Puteolorum, usque ad flumen Patriae.* » Or, le Flumen Patriae est situé assez loin au delà du Lago di Licola, vers le nord. Ainsi donc, les donations de 1503 et de 1511 ne concernent probablement pas du tout les domaines situés à l'intérieur du golfe de Pouzzoles, mais les larges atterrissements de la côte ouest, sur l'ancien territoire de Cumes; et ainsi s'évanouit tout motif de supposer un mouvement négatif à cette époque <sup>1</sup>.

**4. L'éruption de 1538.** — Nous voici maintenant arrivés à un événement décisif, la formation du Monte Nuovo, qui survint dans les derniers jours du mois de septembre 1538. Au sujet de cet événement, il existe quatre relations contemporaines.

La première a été composée par le savant médecin et naturaliste *Simone Porzio*, qui occupait alors à l'Université de Naples la chaire de philosophie. Elle semble avoir été écrite à l'instigation du vice-roi Pierre de Tolède, dans le dessein particulier de mettre un terme, par une peinture fidèle du phénomène considéré

1. Les données les plus complètes que l'on puisse consulter sur ces conditions se trouvent dans un écrit polémique imprimé à Naples en 1775: *Dissertazione corografica-istorica delle due antiche distrutte Città Miseno e Cume. Per lo rischiarmento delle ragioni del Regio Fisco contra la Università di Puzzuoli*, in-4°, p. 182, etc.

comme un événement naturel, aux fantaisies insensées que l'imagination surexcitée et la superstition faisaient naître dans l'esprit de la foule<sup>1</sup>.

La deuxième relation est l'œuvre de *Marcantonio delli Falconi*, alors au service de Bernardo Tasso, le père du grand et infortuné poète, à la cour de Salerne. Tasso, au cours d'un voyage, avait traversé Rome sans aller saluer le pape Paul III, et il envoyait Falconi avec une lettre d'excuses. En passant à Pouzzoles, celui-ci fut témoin oculaire de l'éruption<sup>2</sup>.

La troisième relation est une lettre de *Francesco del Nero*, qui représentait alors à Naples la cour de Toscane<sup>3</sup>.

Enfin la quatrième est contenue dans un long poème de *Girolamo Borgia*, soldat, poète, et plus tard évêque de Massalubrense ; elle fut dédiée à cette occasion au pape Paul III. Ce poème est une peinture très vive, mais il ne peut guère nous servir ici<sup>4</sup>.

On ne peut déterminer quand Simone Porzio se rendit sur les lieux, mais la façon dont il parle des fugitifs épars sur la route tendrait à faire croire qu'il se hâta d'accourir de bon matin, l'éruption s'étant produite entre 1 et 2 heures de la nuit. C'est par Delli Falconi que nous connaissons ce détail, et il raconte que le vice-roi lui-même s'y rendit avec une nombreuse compagnie. Le quatrième jour, lorsque l'éruption se renouvela, Falconi était sur un navire dans le golfe de Pouzzoles. Quant à Del Nero, il n'a dû arriver à Pouzzoles que quelques jours plus tard.

De ces relations voici ce que l'on peut tirer :

Déjà en 1488 (1458 ?), il s'était produit dans cette région un

1. DE CONFLAGRATIONE *Agri Puteolani, Simonis portii Illustr. D. Petro Toledo*, etc., etc. (la première édition parut à Naples en 1538, sans indication de date ni d'imprimeur, la seconde à Florence en 1554). Édité par Lor. Giustiniani, *I tre rarissimi Opuscoli di Simone Porzio, di Girolamo Borgia, e di Marcantonio delli Falconi scritti in occasione della celebre eruzione avvenuta in Puzzuoli nell'anno 1538*, in-8°, Napoli, 1817, p. 43-51. Voici la fin : « Haec igitur mi Maecenas scribenda duxi, ne Harioli, somniorumq. interpretes, ac vulgares Astrologi alio tragant, quae natura duce proueniunt. »

2. DELL' INCENDIO DI POZZUOLO MARCO ANTONIO DELLI *Falconi all Illustr. Sign. Marchesa della Padula* NEL M.DXXXVIII. si venne per Marco Antonio Passaro alli Ferri Vecchi (reprod. également par Giustiniani, p. 285-330).

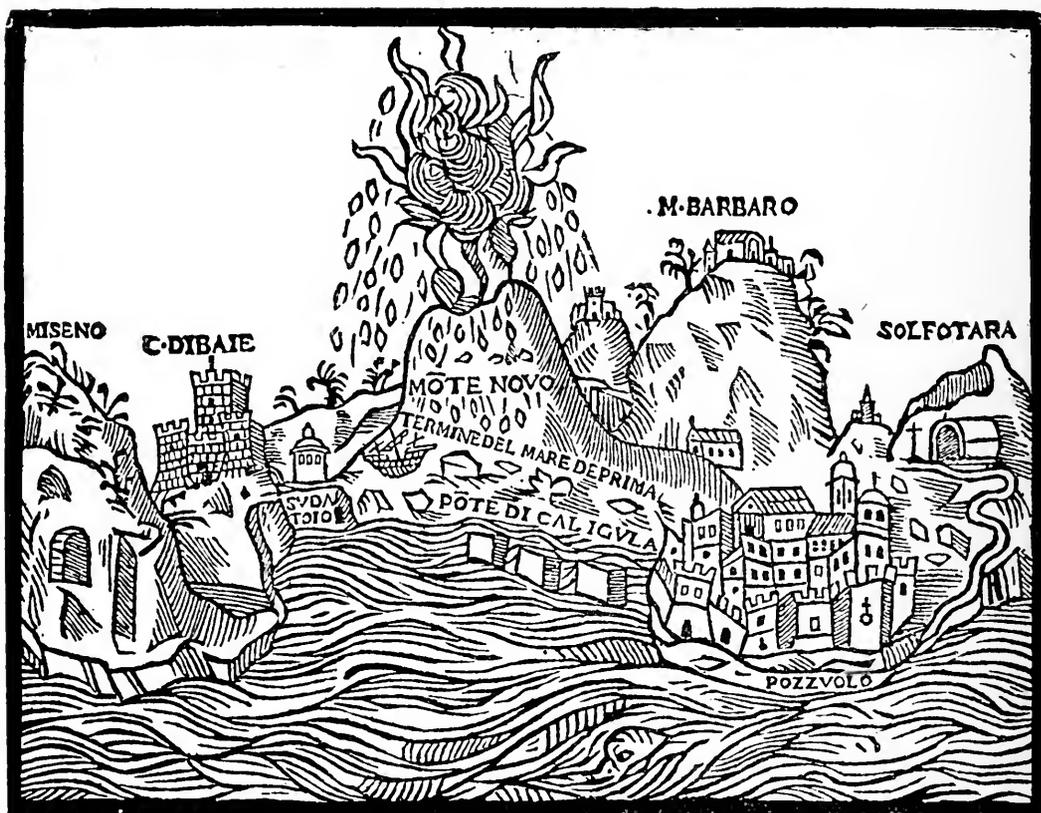
3. *Lettera di Francesco Del Nero a Niccolò del Benino, sul terremoto del Pozzuolo, dal quale ebbe origine la Montagna Nuova, nel 1538* (édité sur le manuscrit dans *Archivio storico ital.*, IX, 1846, p. 93-96 ; trad. par von Haagen von Mathiesen, *Neues Jahrb. f. Min.*, 1846, p. 702-707, et par M. Neumayr, *Der Bericht des Francesco del Nero über die Bildung des Monte Nuovo bei Neapel* (Ibid., 1883, II, p. 45-51).

4. INCENDIUM AD AUERNUM LACUM HORRIBILE PRIDIE CAL. OCTOB. M.D.XXXVIII. NOCTE INTEMPESTA EXORTUM. — AD PAULUM III PONT. *Opt. Max. Hieronymi Borgii Conflagratio Averno Horrenda*. Neap. Idib. Octb. M.D.XXXVIII (Giustiniani, p. 233-255).

violent tremblement de terre, qui avait coûté la vie à beaucoup de monde. Au commencement du xvi<sup>e</sup> siècle, les secousses se multiplièrent. En 1537 et en 1538 elles devinrent de plus en plus fréquentes et de plus en plus violentes. Le 27 et le 28 septembre 1538 elles se suivaient sans interruption. Alors, dit Porzio, la mer recula d'environ 200 pas, et des sources d'eau douce jaillirent. Puis la bande de terrain qui s'étend au pied du Monte Barbaro, vers le lac Averno, sembla tout à coup se soulever, et prendre la forme d'une montagne qui se gonflait brusquement. La nuit suivante, cet amas de terre (*terrae cumulus*) commença à vomir avec fracas, comme d'une gueule béante, de grandes masses de feu, de ponces, de pierres et de cendres, si bien que tout le pays à la ronde s'en trouva couvert. Falconi ne dit rien d'un tel soulèvement du sol. D'après son récit, la mer recula; on vit apparaître des sources chaudes et froides, et des flammes se montrèrent sur le Sudatojo (au bord de la mer), se déplaçant vers Tripergole; là elles s'arrêtèrent à un vallon, qui se trouvait entre le Monte Barbaro et la colline dite « del Pericolo », et que l'on avait coutume de suivre pour se rendre au lac Averno. Auprès des bains, le feu arriva bientôt à un tel degré de violence que dans la même nuit, la terre en cet endroit se crevassa, et des masses de cendres et de ponces mêlées d'eau jaillirent en telle abondance que tout le pays en fut couvert. Des nuages d'un noir opaque, et d'autres d'une blancheur aveuglante furent exhalés du cratère. Deux jours et deux nuits l'éruption continua; ainsi se forma, sur l'emplacement de Tripergole, le Monte Nuovo. La mer, couverte de ponces, ressemblait à un champ labouré: il y eut des cendres portées jusqu'en Calabre. Le jeudi 3 octobre l'éruption recommença; le 4 octobre on pouvait gravir la nouvelle montagne et regarder à l'intérieur du cratère; mais le dimanche 6 octobre, cette témérité coûta la vie à nombre de gens, une nouvelle éruption s'étant brusquement déclarée.

Comme je l'ai déjà dit, la mer se retira sur une largeur de 200 pas. « Tout d'abord, dit Porzio, la mer recula, évidemment sans autre raison que celle-ci: les vapeurs qui cherchaient une issue desséchèrent la terre, qui, se trouvant tout à coup altérée, absorba l'eau par ses fissures; d'où il résulta que la partie de la terre qui avait été auparavant couverte par la mer demeura à sec, et que le rivage s'exhaussa grâce à l'amoncellement des cendres et des projections ». Ainsi donc, il n'y aurait pas eu soulèvement, mais seulement assèchement, puis ensevelissement de la partie mise à sec sous un amas de décombres. Cependant, d'après Falconi,

l'assèchement se serait produit dix heures avant l'éruption, et l'examen d'une grossière gravure de l'époque, jointe à la relation de Falconi (fig. 114), montre en effet avec la plus parfaite netteté qu'il y a bien eu un déplacement négatif très notable et permanent de la ligne de rivage. Cette gravure porte au-dessous du Monte



**SOTTO IL MONTE NOVO STA IL CASTELLO ET ALTRI  
EDIFICI DI TREPERGOLE IL LAGO AVERNO  
STA DIETRO AL PREDETTO MONTE ET  
PARTE DEL MONTICELLO DEL PE  
RICOLO E RIMASTA SOTTO LE  
FALDE DEL MEDESMO**

FIG. 114. — L'éruption volcanique du Monte Nuovo et la plage abandonnée par la mer, d'après une estampe tirée de l'ouvrage : *Dell' incendio di Pozzvolò*, Marco Antonio dell'i Falconi all' Illustrissima Marchesa della Padula nel M.D.XXXVIII.

Nuovo, en allant vers Pouzzoles, juste sur l'emplacement de la falaise qui se dresse derrière la Starza, les mots « *Termino del Mare de prima* », avec un bateau échoué à terre. Seule l'extrême rareté de cette relation, que l'on ne connaît généralement que par une édition sans figures préparée en 1817 par Giustiniani, a pu faire tomber dans l'oubli cette estampe si remarquable<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> 1. Giustiniani signale une gravure qui paraît semblable à celle-ci, dans la première

Il était impossible qu'un tel changement dans l'aspect du rivage ne produisît pas une impression profonde sur tous les esprits réfléchis. *Ferrante Loffredo*, marquis de Treviso, séjournant à Pouzzoles durant l'hiver de 1569, en vue d'améliorer sa santé, employa ses loisirs forcés à décrire la ville. Il dépeint les ruines, mentionne l'ancienne plage de la Starza, « tout près de laquelle, dit-il, la mer arrivait encore il y a cinquante ans » ; les Grecs, selon lui, n'auraient pas été chassés de Paléopolis, la ville qui précéda Naples, par la montée de la mer ; à Baïes le niveau de la mer serait plus élevé qu'au temps des Romains, puisqu'on aperçoit des ruines sous les flots, etc. En outre, Loffredo signale trois colonnes encore debout, derrière le jardin de Geronimo di Sangro ; on doit supposer, dit-il, que ces colonnes ont appartenu au portique du temple de Neptune et qu'elles sont tombées de la hauteur où il se dresse, « car on ne trouve alentour aucun vestige d'une construction digne d'elles ». Donc, en 1569, le temple était complètement enseveli, et quant à la source située par derrière, les Cantarelle, Loffredo n'en fait aucune mention<sup>1</sup>.

Ces thermes avaient été complètement ensevelis lors de l'éruption de 1538 ; dans l'épouvante universelle et dans le désarroi qui s'ensuivit, on avait négligé de protéger la célèbre source ou de la rechercher, ainsi que *Capacio* en 1604 le montre avec regret. C'est seulement beaucoup plus tard, en 1738, qu'on la retrouva par hasard, en établissant les fondations d'un édifice à une grande profondeur dans le sol<sup>2</sup>.

**5. Exhumation du temple et état actuel.** — En 1750, comme on cherchait de beaux marbres pour l'ornement des palais de Caserte, on se décida à faire une tranchée dans l'amas de décombres qui entourait les trois colonnes et à déblayer le temple. C'est surtout De Jorio que je prends ici pour guide.

Auprès des trois colonnes encore debout, on trouva, très haut au-dessus du dallage du temple, la partie supérieure du fût d'une quatrième colonne semblable aux autres ; mais tandis que les colonnes restées verticales présentent une ceinture de trous de

édition de Porzio, parue sans nom d'imprimeur, et que je n'ai pas vue ; il est étrange qu'il ne mentionne pas la gravure de Falconi.

1. *Le Antichità di Pozzuolo e Lvoghi Convicini ; Novamente Raccolte dall' Illustr. Sign. Ferrante Loffredo, March. di Treviso, etc.* In Napoli, Appr. Gius. Cacchij, M.D.LXX, fol. 2, a.

2. *PTTEOLONA HISTORIA a Jvlio Caes. Capacio conscripta. Accessit ejusdem de Balneis Libellus*, Neapoli, in-4°, MDCIII, appendice, p. 49 ; Nicc. Lanzani, *Brieve dissertazione dell' Acqua Nuovamente rinvenuta nell' Anno 1738 in Pozzuoli, dagli Antichi chiamata del Cantarello*, in-8°, Napoli, MDCXXL.

lithodomes, ce fragment, à l'exception de la partie inférieure enterrée dans les décombres, était complètement couvert de ces sortes de trous, même sur ses faces transversales. Ce débris se trouvait donc à l'état de fragment sur les décombres immergés; il montre que toutes ces perforations ont été accomplies *in situ*, et qu'au temps où la mer s'est avancée jusqu'à ce niveau, le temple était déjà enfoui sous une épaisseur considérable de décombres. Les travaux ultérieurs mirent à nu un grand édifice rectangulaire, de 63 mètres de long sur 50 mètres de large, tournant vers la mer un [de ses petits côtés ainsi que son entrée principale, tandis que l'autre regarde la terre et présente au centre une Cella disposée en hémicycle. Devant la Cella se dressaient les quatre grandes colonnes dont on a parlé. Cette construction rectangulaire, renfermant de nombreuses salles, circonscrivait une cour, au centre de laquelle s'élevait un édifice indépendant, de forme circulaire, et porté par des colonnes.

Sur le grand côté de l'Est, deux entrées latérales étaient murées. La statue de Sérapis avait été enlevée de sa place et mise dans un coin, ainsi que plusieurs autres sculptures. Dans diverses salles, on trouva rassemblés des statues et des fragments, dont quelques-uns n'appartenaient certainement pas au temple, à l'origine. Deux ou trois de ces fragments portaient les traces de l'action des eaux, et semblaient avoir été apportés dans l'édifice d'un point proche du rivage. De ces données, Jorio conclut avec raison que ce ne fut ni par un tremblement de terre, ni par un incendie, ni par une invasion ennemie que ce grand temple fut mis hors de service, mais bien par les sévères interdictions que Théodose et ses successeurs lancèrent contre le culte de Sérapis<sup>1</sup>. Ainsi donc, lorsqu'au v<sup>e</sup> et au vi<sup>e</sup> siècle les armées d'Alaric d'abord, puis de Genséric et enfin de Totila parvinrent à Pouzzoles, le temple était sans doute déjà abandonné; néanmoins, de nombreux indices montrent que, plus tard, des tentatives furent faites pour affecter certaines parties du temple à la célébration d'un rite, au moyen de murs et de travaux divers.

La source thermale se trouvait derrière la Cella, et l'eau était conduite par des canaux dans l'intérieur du temple. Un canal de 1 mètre environ de profondeur et de 0<sup>m</sup>,50 de large l'amenait à la mer;

1. Jorio, Mém. cité, p. 40, 45-48. En 1757, quand la Cella n'avait pas encore été exhumée, on dragua également sur la plage des fragments de sculptures qui portaient des traces de l'action des vagues; John Nixon, *An Account of the Temple of Serapis at Puzzuoli* (Phil. Trans., vol. L, part 1, 1757, p. 173).

c'est par ce canal qu'aujourd'hui la mer pénètre dans le temple. Sous le dallage, Niccolini a découvert un second dallage très habilement construit et un second système de canaux, le tout appartenant à un édifice plus ancien, situé à un niveau plus bas, et indiquant que durant l'époque romaine, il se serait produit un déplacement positif du rivage d'une amplitude de 1 à 2 mètres environ<sup>1</sup>. Contrairement à Niccolini, Babbage, si perspicace d'ordinaire, a supposé qu'il ne s'agissait ici que du carrelage d'un bain : cela n'est pas soutenable<sup>2</sup>. Dans plusieurs salles on découvrit des incrustations calcaires, de couleur foncée, en bandes horizontales pouvant atteindre jusqu'à 1 mètre de hauteur, mais ce dépôt montre seulement qu'avant la submersion par la mer, alors que le temple se trouvait enseveli, il était resté dans les décombres des cavités où l'eau thermique et l'eau de pluie pouvaient s'accumuler. Il y a une circonstance plus importante que mentionne Jorio, c'est que dans les décombres de la Cella se trouvait creusé un tombeau romain de la basse époque ; cela prouve avec quelle rapidité se produisit la ruine de l'édifice.

Au-dessus des débris des murs vient une nouvelle couche largement étalée de tuf calcaire, dont la limite inférieure suit les irrégularités de la surface de ces décombres tandis que sa limite supérieure est horizontale. Selon Babbage, cette limite supérieure se trouve à la côte de 8 pieds 8 pouces environ (2<sup>m</sup>,667) ; il ajoute que le dépôt en question est absolument identique à celui de la Piscina Mirabilis. Ces incrustations supérieures, qui recouvrent une partie des colonnes, ont été étudiées au microscope par Ehrenberg, qui y a reconnu une formation d'eau douce<sup>3</sup>. Il faut donc qu'autrefois, dans les dépressions de la surface des décombres, ou grâce au barrage que formait la maçonnerie de ce grand rectangle de pierre, une mare d'eau de pluie ou d'eau de source ait persisté très longtemps. C'est là la dernière formation antérieure à

1. Ant. Niccolini, *Rapporto sulle Acque, che invadono il Pavimento dell' antico Edificio detto il Tempio di Giove Serapide*, letto dal Presidente della R. Accademia degli belle Arti, 25 Nov. 1828, in-4°, Napoli, 1829, 46 p., pl. ; et dans les mémoires déjà cités, notamment : *Cisterna e antiche stufe del Tempio di Serapide* (Lettre à L. Pasini), in-4°, 1845.

2. C. Babbage, *Observations on the Temple of Serapis at Pozzuoli near Naples, with remarks on certain causes, which may produce Geological Cycles of great extent ; read March, 12, 1834* (Quart. Journ. Geol. Soc., III, 1847, p. 186-217).

3. Ehrenberg, *Feststellung des Kalküberzuges am Serapis-Tempel zu Puzzuoli bei Neapel als Süßwasserkalk durch das Mikroskop* (Monatsber. Akad. Wiss. Berlin, Sitzung v. 18 Nov. 1858, p. 585-602). Une liste des coquilles marines est donnée par Philippi, *Neues Jahrb. f. Min., V, 1837, p. 285-292.*

l'invasion par la mer; mais, à mon sens, sauf l'ancien dallage inférieur, il n'existe pas jusqu'à présent de points de repère chronologiques ni de traces quelconques qu'on puisse interpréter autrement que comme les conséquences naturelles de la destruction du temple<sup>1</sup>.

L'invasion de la mer s'est produite graduellement. Les ruines des murs de brique qui constituaient le rectangle sont moins élevées du côté de la mer que du côté de la terre, grâce à l'action des vagues, comme le remarque justement Jorio. Alors s'est déposé du sable contenant des coquilles marines, et cette même couche de sable marin se retrouve dans les jardins voisins; vers la mer, elle est située un peu plus bas.

C'est vers cette époque qu'avec des briques et d'anciens débris, on éleva derrière les trois colonnes actuellement debout, à l'est de la Cella, et un peu de côté, un mur de défense contre la mer, destiné sans doute à protéger la source qui se trouvait en arrière. Ce mur était en talus du côté de la mer; il passait obliquement par-dessus trois salles de l'ancien temple, alors déjà en ruine, et sa base se trouvait à une hauteur de 2 mètres à 2<sup>m</sup>,6 au-dessus du dallage de ces salles<sup>2</sup>. C'est là évidemment l'*opus sectile* mentionné par Petrus de Ebulo au XIII<sup>e</sup> siècle, comme servant à protéger la source thermale; on comprend dès lors le sens de ce passage : « *Cum mare fremescit : locus oppugnatur ab undis* ».

C'est alors que les lithodomes forèrent leurs trous dans les colonnes. Aussi haut qu'atteignait le manteau de décombres, les murs et les colonnes furent préservés de leur action, et en général de toutes les influences de la mer. En avril 1872 et en août 1878, je me rendis sur les lieux. Les deux fois, le socle des trois colonnes restées debout se trouvait immergé. A l'époque de ma seconde visite, la profondeur de l'eau était de 0<sup>m</sup>,653. La colonne que j'examinai avec le plus de soin est polie et bien conservée sur 1<sup>m</sup>,71, dans sa partie inférieure; ensuite vient une bande de tuf calcaire, n'ayant ici que 7 centimètres et qui, évidemment, s'est formée juste au-dessus de l'ancien revêtement de décombres, soit à 2<sup>m</sup>,433 au dessus du dallage. C'est jusqu'à ce niveau que le diamètre du fût est resté intact. Mais au-dessus des incrustations calcaires, on remarque une zone rugueuse, quelque peu effritée et corrodée, dont

1. Babbage signale la présence de serpules au-dessus des incrustations noirâtres de l'une des salles : cela prouve seulement que l'une des cavités est demeurée fort longtemps sans être envahie; je ne puis en conclure que la mer y ait pénétré avant l'enfouissement du temple.

2. Jorio, *Mém. cité*, p. 56.

la largeur varie sur les différents côtés du fût de 0<sup>m</sup>,53 à 0<sup>m</sup>,65, et qui présente vers le haut des rangées de trous de *Vioa*. Enfin vient, fortement corrodée, la zone des lithodomes, où la diminution de diamètre de la colonne est très sensible, et dont l'épaisseur varie, de façon à compenser les inégalités de la zone précédente, de 3<sup>m</sup>,02 à 2<sup>m</sup>,60. Donc, en août 1878, la limite supérieure de ces trous se trouvait à une hauteur variant de 5<sup>m</sup>,33 à 5<sup>m</sup>,03 au-dessus du niveau des eaux dans le temple, et en même temps de 5<sup>m</sup>,983 à 5<sup>m</sup>,683 au-dessus du dallage du temple.

Au-dessus des trous vient une bande rugueuse, qui n'est pas très large; enfin la partie supérieure du fût a fortement souffert des intempéries, et semble n'avoir jamais été immergée<sup>1</sup>.

Au-dessus de la couche marine, une nouvelle couche de débris s'est déposée. Elle provient en grande partie, sans doute, de l'éruption de 1538; après cet événement, d'ailleurs, il s'est encore écoulé plus de deux siècles avant que l'on déblayât les ruines. Et le fait que les cendres recouvrent le sable marin démontre que la phase positive est antérieure à 1538.

Quant à la question de savoir s'il se produit aujourd'hui des oscillations, elle n'est pas résolue avec certitude, et les observations qui me sont connues ne sauraient suffire. Niccolini a réuni pour la période de 1822 à 1838 une série de mesures des niveaux minima, d'où il a déduit une montée continue de la mer; Smith en a conclu à un affaissement de la terre<sup>2</sup>. En 1862, Mallet mettait en garde contre certaines causes d'erreur. Guiscardi affirme qu'au pont de Caligula, un ancien anneau d'amarre pour les navires se serait trouvé le 12 juin 1840 à 2<sup>m</sup>,037 et le 9 juin 1865 à 2<sup>m</sup>,386 au-dessus du reflux; d'où il conclut à un déplacement de + 0<sup>m</sup>,349 en vingt-cinq ans<sup>3</sup>.

1. Dans mes deux visites j'étais accompagné par de jeunes géologues : les mesures ont été effectuées en ma présence par le Dr Bittner. Les fûts sont en marbre blanc, veiné de schiste; on voit les lithodomes suivre le calcaire et éviter soigneusement le schiste : au contraire, là où le fût était exposé à l'air, ce sont les veines de schiste qui ont été le plus dégradées. Les colonnes sont légèrement penchées; je n'ai pas cru devoir attacher à ce fait une importance particulière. En 1864, sur les ordres du service sanitaire, le sol du temple fut surélevé. Je ne puis pas assurer que le niveau d'eau observé par nous ait coïncidé avec le niveau de la mer.

[2. H. J. Johnston-Lavis a essayé d'en déterminer le taux actuel, qu'il évalue à 7-14 millimètres par an; *Report of the Committee appointed for the investigation of the Eruptive Phenomena of Vesuvius and its neighbourhood* (Rep. British Assoc. Adv. Sc., Leeds, 1890, p. 409).]

3. Niccolini, *Gran Terma, parte geologica*, p. 5 et suiv.; J. Smith, *On recent Depressions in the Land* (Quart. Journ. Geol. Soc., III, 1847, p. 234-240); G. Guiscardi, *Sul livello del Mare nel Golfo di Pozzuoli* (Rendic. Accad. Sc. Napoli, IV 1865, p. 203-204); R. Mallet, *The Great Neapolitan Earthquake of 1857*, in-8°, London, 362, II, p. 218.

6. **Explications diverses.** — Les premiers observateurs qui purent, après l'exhumation du temple, examiner attentivement les trous de lithodomes, virent aussitôt la difficulté du problème. Qu'ils fussent du pays ou qu'ils vinsent de l'étranger, comme Nixon en 1757 et Ferber en 1772, la plupart de ceux qui visitèrent les ruines ne firent que signaler la singularité du fait ou n'exprimèrent leurs conjectures qu'avec la plus grande réserve<sup>1</sup>.

Tout d'abord on pensa à une oscillation temporaire du niveau marin. Le savant géologue *Scipion Breislak*, en particulier, vers la fin du siècle dernier, suggéra qu'il fallait admettre une « marée » de 5 mètres se prolongeant pendant plusieurs années. Après qu'on lui eût objecté l'impossibilité d'une marée d'une aussi longue période, il abandonna cette hypothèse et, dans l'édition française de ses *Voyages en Campanie*, publiée par Pommereuil en 1801, il confessa qu'on n'avait pas encore trouvé d'explication plausible, mais en paraissant pencher vers l'hypothèse que la terre elle-même aurait d'abord subi un soulèvement, puis un affaissement (II, p. 16)<sup>2</sup>.

En regard de cette théorie, il s'en forma d'assez bonne heure une autre. On se représenta les choses comme si, lors de la destruction du temple, les décombres se fussent trouvés disposés de façon à circonscrire une dépression en forme de cuvette; et le rectangle de briques qui entourait la grande cour pouvait, en effet, favoriser une telle disposition. Dès lors, si pendant les tempêtes ou au passage d'une onde séismique, les vagues étaient projetées par-dessus les ruines, il aurait pu subsister sur les décombres un petit bassin rempli d'eau salée, où les lithodomes auraient pu vivre au-dessus du niveau de la mer. C'est sous cette forme que fut énoncée l'explication de *Pini* et de *Goethe. Brocchi* prit un moyen terme: selon lui, la mer aurait été jadis plus près des ruines, et le remplissage du bassin formé par les décombres aurait fait le reste<sup>3</sup>.

Plus tard, lorsque la théorie du soulèvement, à la suite surtout

1. Nixon, Mém. cité; Joh. Jak. Ferber's *Briefe aus Wälschland über natürliche Merkwürdigkeiten*, etc. an Ign. Edl. v. Born, in-8°, Prag, 1773, p. 197.

2. Sc. Breislak, *Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie*, trad. par le général Pommereuil, in-8°, Paris, 1801, II, p. 170.

3. Ermen. Pini, *Spiegazione dello strano fenomeno, che presentano i vermi marini annichianti nelle colonne del Tempio di Serapide in Pozzuoli* (Opusc. scelti s. Scienze e s. Arti, in-4°, Milano, XXII, 1803, p. 94-117). Pini connaissait l'existence de marées séismiques par les œuvres de Krascheninikoff et Ulloa. Wolfg. v. Goethe, *Architektonisch-Naturhistorisches Problem*, 1823 (*Zur Naturwissenschaft überhaupt*, II, p. 79-88). Les observations de Goethe à Pouzzoles sont de 1787, celles de Pini de 1802 seulement; mais la publication de Pini est de 20 années antérieures. La même interprétation est

des observations faites en Suède, parut triompher, on regarda bientôt les colonnes de Pouzzoles comme fournissant un exemple typique d'oscillations répétées de la terre ferme; mais il est caractéristique qu'en 1829, *James D. Forbes*, après un examen très minutieux de la question, se demandait si, à côté des oscillations locales de la terre ferme, il ne se produirait pas un changement général dans la hauteur du niveau de la Méditerranée<sup>1</sup>.

On saisit dans l'exposé de Forbes la tendance à envisager les mouvements locaux comme rapides, et les mouvements généraux comme lents. Vers la même époque, *Capocci* s'efforçait de fournir la preuve que la dernière phase d'émergence aurait été rapide, et serait survenue en 1538, pendant l'éruption. A ce propos, Capocci s'appuyait sur plusieurs des relations dont nous avons parlé, et pour lui le mouvement aurait consisté en un soulèvement<sup>2</sup>. *Babbage*, dont les observations si précises ont déjà été mentionnées plusieurs fois, admit que les soulèvements et les affaissements du sol résultaient de l'augmentation ou de la diminution de la température terrestre sur ce point.

Mais personne ne pouvait juger la question en aussi grande connaissance de cause que *Niccolini*, dont les recherches sur Pouzzoles ont commencé en 1808, et dont les publications ont paru de 1828 à 1845<sup>3</sup>. *Niccolini* a toujours professé la conviction que la

admise par von Hoff, *Geschichte der natürlichen Veränderungen*, II, p. 202-206. — « Dans certains endroits de la province de Pasinganam, au N. de l'Arayat, il se trouve, paraît-il, des lacs salés où vivraient, à ce que racontent les prêtres, des mollusques térébants; il en serait de même pour nombre de cours d'eau de la même province, aux eaux douces ou saumâtres. » (Semper, *Die Philippinen und ihre Bewohner*, in-8°, 1869, p. 100). — Brocchi, *Notizia di alcuni osservazioni fisiche fatte nel tempio di Serapide a Pozzuoli* (Bibliot. Ital., Milano, XIV, 1819, p. 193-201.)

1. Dav. D. Forbes, *Physical Notices of the Bay of Naples*, V. *On the Temple of Jupiter Serapis at Pozzuoli, and the phenomena it exhibits* (Edinburgh Journ. of Sc., new ser., I, 1829, p. 260-286, surtout p. 283, où il est aussi question des changements du rivage dans la Baltique). Comme partisans d'un affaissement suivi d'un soulèvement, je signalerai Bronn, *Reisen*, I, 1824, p. 392-400; Fr. Hoffmann, *Brief* (Karsten's Archiv, III, 1831, p. 374-383); et surtout Ch. Lyell, dans les éditions successives de ses *Principles of Geology*.

2. Ern. Capocci, *Nuove Ricerche sul noto fenomeno delle Colonne perforate dalle Foladi nel Tempio di Serapide in Pozzuoli*, 11 p. (extr. du *Progresso*).

3. En 1829, *Niccolini* publiait un mémoire intitulé : *Alcune Idee sulle Cause delle Fasi del Livello del Mare*, in-4°, Napoli. L'idée fondamentale en est que le niveau de la mer est en rapport non avec le centre de figure de la planète, mais avec son centre de gravité. Or la position du centre de gravité est modifiée par des effondrements, des éruptions volcaniques, etc. (c'est-à-dire par des phénomènes tectoniques); la surface de la mer doit donc subir des modifications en même temps que le centre de gravité se déplace. Ces *Idee* ne furent tirées qu'à un petit nombre d'exemplaires, comme cela ressort d'une lettre à Pentland du 24 octobre 1845, et l'auteur n'est jamais revenu sur cette hypothèse. J'ai réuni les motifs invoqués pour l'immobilité de la terre ferme d'après la *Descrizione de la gran Termu Putcolana*, 1845.

terre ferme est restée immobile et que c'est le niveau de la mer qui a changé. Voici les principaux motifs sur lesquels il s'appuyait :

*a.* On voit tout autour de l'Italie des traces de changements importants et uniformes du même genre.

*b.* De nombreuses sources thermales ont subsisté depuis l'époque romaine jusqu'à nos jours, et non pas seulement celle du temple de Sérapis ; telle est, entre autres, celle des bains de Néron. Près de Gaëte coule aujourd'hui encore une source froide dont l'ouverture a été aménagée par les Grecs. Un soulèvement du sol aurait forcément fait disparaître ces sources.

*c.* Depuis l'époque romaine ont subsisté aussi un grand nombre de tunnels, tels que celui qui du lac Averno se dirige vers Cumes, ou la grotte du Pausilippe, dans laquelle, sur toute sa longueur, le soleil couchant envoie deux fois par an un de ses rayons.

*d.* Il n'est pas jusqu'au pied du Monte Nuovo où l'on ne trouve, encore debout, les ruines du temple d'Apollon.

*e.* Les mouvements constatés sont trop fréquents pour pouvoir être des mouvements de la terre ferme.

On doit en même temps faire ressortir à sa louange que Niccolini distinguait très nettement les soulèvements des montagnes, caractérisés par l'inclinaison des couches, des mouvements de la mer, qui laissent pour traces des lignes de rivage horizontales ; en outre, il avait parfaitement reconnu la compensation des mouvements positifs et des mouvements négatifs, et il regardait comme impossible que les divers compartiments de l'écorce terrestre, qui est si hétérogène, fussent affectés d'une manière uniforme par ces mouvements.

Le tableau « métro-chronologique » que Niccolini imagina pour le temple de Sérapis comprend trois phases :

1. Une phase positive, depuis les constructions maritimes les plus basses du port de Nisida (200 avant J.-C.) à — 6 mètres jusqu'aux traces de lithodomes sur les colonnes à + 5<sup>m</sup>,8. Le maximum et la fin de cette phase se placeraient, suivant le tableau, entre le ix<sup>e</sup> et le x<sup>e</sup> siècle.

2. Une phase négative, que Niccolini suppose démontrée par les fondations de deux églises riveraines, descendant jusqu'à — 1 mètre, et déduite d'actes de donation datant de 1503 et 1511, qui citent dans le territoire de Pouzzoles des étendues regagnées sur la mer.

3. Une nouvelle phase positive, dont le point de départ se placerait peu après 1511, et qui dure encore.

A ce tableau je vais tenter de rattacher les résultats de ma propre enquête. Niccolini a mal compris les actes de 1503 et de 1511 et n'a pas saisi toute l'importance de l'événement de 1538; il n'y vit qu'un refoulement de la mer par l'amoncellement des projections, comme l'indique Porzio, alors qu'un changement de hauteur du rivage s'est réellement produit. D'après les vers de Petrus de Ebulo et d'après les témoignages postérieurs, on est également fondé à croire qu'au XIII<sup>e</sup> siècle et au début du XVI<sup>e</sup>, le rivage était haut. Dès lors, voici ce que l'on trouve :

Pour l'antiquité, comme nous l'ont montré les fondations du port de Nisida, le pont de Caligula, la *Lex parietis faciundi*, le double dallage du temple de Sérapis, on ne connaît que des traces positives; il n'est pas impossible que ce mouvement positif se soit continué lentement, à travers les âges, jusqu'aux XIII<sup>e</sup>, XIV<sup>e</sup>, XV<sup>e</sup> siècles, et jusqu'au début du XVI<sup>e</sup> : à cette époque, le rivage était à + 5<sup>m</sup>,8, la mer arrivait jusqu'à la source thermale, et les trous qu'on observe sur les colonnes du temple et sur les piles du pont de Caligula se creusaient<sup>1</sup>. Soudain se produit, le 28 septembre 1538, un brusque mouvement négatif; la Starza et l'amas de décombres du temple sont abandonnés par la mer, en même temps que la source se trouve ensevelie sous les cendres. Quelle a été l'amplitude de ce mouvement négatif? C'est ce que l'on ne sait pas. De même, on ignore s'il a été suivi aussitôt par un mouvement positif. Aujourd'hui, on croit être en présence d'un mouvement positif.

De tout cela, il ressort que les oscillations multiples admises par Niccolini ne méritent pas toutes également créance. *Il n'y a de sûrement constaté qu'un mouvement positif, qui s'est probablement continué pendant une longue suite de siècles, et une phase de haut niveau du XIII<sup>e</sup> siècle jusqu'à 1538; puis un brusque mouvement négatif, pendant l'éruption de 1538 ou peu de temps auparavant.* Tout le reste ne me semble nullement prouvé. En outre, *ces mouvements sont restés limités au cratère phlégréen*, et les termes de comparaison qu'on est allé chercher au delà de Nisida datent d'une époque incomparablement plus ancienne.

[1. D. Brauns a émis l'idée singulière que la partie du temple de Sérapis où se trouvent les colonnes attaquées par les lithodomes représente un vivier, destiné par les Romains à l'entretien des animaux marins : les trous de pholades n'auraient donc rien à voir avec un mouvement du sol; D. Brauns, *Das Problem des Serapeums von Pozzuoli* (Leopoldina, Halle, XXIV, 1888, 15 p.) Mais cette conjecture, que rien ne vient d'ailleurs appuyer dans l'étude des textes et des monuments, oublie les perforations du Pont de Caligula, dont la portée, de toute manière, est hors de cause.]

Il s'agit d'un phénomène local au centre du cratère, phénomène qui ne présente aucune analogie avec les oscillations très amples des lignes de rivage dont il a été question jusqu'ici. La plupart des arguments contre la théorie du soulèvement, que Niccolini a mis en lumière avec tant de pénétration et de hardiesse, ne trouvent guère à s'appliquer, dans le cas actuel.

Par contre, il faut reconnaître de la valeur à un autre argument de Niccolini : la conservation d'un grand nombre de sources chaudes depuis l'époque romaine. Il est parfaitement vrai qu'aujourd'hui, comme il y a deux mille ans, une source chaude continue à couler derrière la Cella du temple. Et cependant ce point précis du sol a dû, au cours des siècles, d'abord s'affaisser lentement, d'environ 7 mètres, depuis la construction du premier dallage jusqu'en 1538; puis, en 1538, il se serait soulevé très rapidement, à tel point qu'en quelques heures le mouvement aurait été sensible; peut-être même le déplacement total de 5<sup>m</sup>,8 se serait-il produit dans ce court intervalle. Cet affaissement et ce soulèvement auraient eu pourtant si peu d'influence sur la contexture intérieure du sol que la source coule encore aujourd'hui. Et cette source existait lorsque le rivage était bas, à l'époque où les Romains bâtirent le temple; elle existait lorsque le rivage était haut, et qu'on dut la protéger par un mur contre l'effort des vagues; puis elle fut ensevelie et on la retrouvait en 1735. L'on a peine à se figurer une telle persistance ailleurs que dans un sol stable.

Ainsi l'on se trouve amené, en suivant les faits, devant une étrange énigme : d'une part, en effet, le caractère local et nettement circonscrit des changements constatés à Pouzzoles se montre avec force; et, d'autre part, la conservation des sources, la permanence de plusieurs traits de la configuration du sol nous empêchent de croire que celui-ci s'est réellement affaissé peu à peu, puis subitement relevé, pour s'affaisser peut-être de nouveau aujourd'hui.

Le 8 décembre 1861 commença une éruption du Vésuve instructive à bien des égards. Voici ce que l'on peut tirer de la relation qu'en a donné Palmieri<sup>1</sup> :

Dès le 5 décembre, de violentes oscillations verticales furent enregistrées par l'appareil magnétique de Lamont établi à l'observatoire; ces oscillations augmentèrent d'intensité; la terre trem-

1. L. Palmieri, *Cronaca del Vesuvio* (Annal. d. R. Osservator. met. Vesuviano, Napoli, III, 1862, p. 1 et suiv., et C. R. Acad. Sc. Paris, LIII, 1861, p. 1232); Guiscardi, *Ibid.*, p. 1235; Tchihatchef, *Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst.*, 1862, p. 182; Perrey, *Note sur les tremblements de terre de 1861*, p. 104 et suiv.

bla, et le 8 décembre, à 3 heures de l'après-midi, s'ouvrit sur le flanc S.W. de la montagne, à 290 mètres d'altitude, du côté de Torre del Greco, une grande crevasse; il en sortit des laves riches en pyroxène. Vers 11 heures du soir, l'activité du foyer diminua, mais le 9 décembre au matin une recrudescence passagère se produisit, et le cratère principal du Vésuve commença à lancer des projections. Les crevasses s'allongèrent à travers Torre del Greco jusqu'à la mer; par endroits, leurs parois s'écartaient latéralement; elles coupaient le courant de lave de 1794, et beaucoup de maisons s'écroulèrent. Le 10, on observa aux fontaines publiques de Torre del Greco une augmentation de débit tout à fait extraordinaire, et l'eau se montrait très chargée d'acide carbonique. L'acide carbonique jaillissait du sol avec tant de violence qu'il était capable de soulever les lourdes dalles dont les rues étaient pavées. Une petite source, au bord de la mer, grossit; dans la mer elle-même, on voyait une large zone où les flots étaient violemment agités. Comme on s'en rendit compte plus tard, ce bouillonnement était causé par le dégagement de l'hydrogène carboné. Sur la plage, au-dessous de Torre del Greco, on remarqua que *le niveau de la mer se trouvait à 1<sup>m</sup>,12 plus bas qu'une ligne de varechs et de coquilles qui indiquait la position antérieure du rivage*. D'après Palmieri, il en résulterait que le sol se serait soulevé, et ce soulèvement semblerait être la cause principale de l'élargissement des crevasses à Torre del Greco; si la partie de la ville bâtie sur les laves anciennes avait souffert davantage, c'était parce que la roche, en se voûtant, s'était rompue.

L'éruption durait encore dans le cratère principal, alors que sur la nouvelle crevasse les bouches plus élevées s'étaient complètement vidées jusqu'à une très grande profondeur, malgré la courte durée de l'épanchement.

Il existe des relations d'après lesquelles on avait cru pouvoir conclure que dans quelques éruptions antérieures, notamment en 1631, *la terre s'était de même soulevée, puis affaissée de nouveau*. Cette fois, en 1861, le mouvement] négatif ne s'était même pas étendu jusqu'à Granatello, à 4 kilomètres au N.W., et à Torre Bassano, à 2<sup>km</sup>,25 au S.E., il n'atteignait plus que 0<sup>m</sup>,3. On choisit donc à Granatello un point fixe, et le 31 décembre on installa une mire sur un îlot, entre ce point et un repère bien apparent situé sur le rivage soulevé de Torre del Greco. Le 21 janvier le repère se trouvait déjà de 0<sup>m</sup>,064 plus bas; le 19 février, de 0<sup>m</sup>,136 plus bas encore; le 8 mars il était à la même hauteur, mais jusqu'au

31 mars, il s'abaissa encore de 0<sup>m</sup>,041, soit en tout, depuis le 31 décembre, de 0<sup>m</sup>,241. En même temps, une chaleur extraordinaire commença à se manifester sur la plage; quelques sources y atteignirent vers la fin de janvier jusqu'à 47°. Les bouches qui avaient pris naissance le 8 décembre étaient depuis longtemps fermées, mais la température augmentait sans cesse à Torre del Greco et sur la plage, jusqu'à ce que, le 2 mars, une longue étendue de terrain eût atteint 30° et commençât à fumer : Palmieri conjectura la présence de lave à l'état liquide, à moins de 500 mètres de profondeur, sous l'emplacement de Torre del Greco, où l'on s'attendait à la formation d'une nouvelle bouche d'éruption. En même temps, l'appareil de nivellement révélait un mouvement positif continu (interrompu, toutefois, au commencement de mars), répondant par conséquent à l'affaissement du sol.

L'éruption volcanique de *Tanna*, la plus méridionale des Nouvelles-Hébrides, le 10 janvier 1878, a été accompagnée d'un mouvement négatif dont l'amplitude exacte, environ 3 mètres, ne peut être déterminée d'après les renseignements recueillis; j'ignore également s'il y a eu ensuite récurrence positive<sup>1</sup>.

Ces exemples, en particulier celui du Monte Nuovo en 1538 et celui du Vésuve en 1864, montrent des changements positifs lents, et des changements négatifs brusques. Toutes les circonstances pourraient s'expliquer d'une manière très plausible par la diminution de l'attraction, consécutive à l'éruption, mais le calcul ne confirme pas cette hypothèse.

En 1845, Bruchhausen fit paraître un mémoire dans lequel il attribuait à l'attraction des masses de glace le relèvement de la surface des mers, aux époques de grands amoncellements glaciaires; Penck assure qu'en 1846 l'auteur présenta à Humboldt, comme supplément à ce mémoire, un travail manuscrit où il soutenait que, par l'effet de l'activité volcanique, l'attraction terrestre et par suite le niveau de la mer pouvaient être modifiés<sup>2</sup>. Verbeek évalue le volume des matières rejetées par le Krakatau en août 1883 à 18 kilomètres cubes, du poids de  $36 \times 10^{12}$  kilogrammes. Les évaluations de Junghuhn pour l'éruption du Tambora en 1815

1. Annal. d. Hydrographie, Berlin, VI, 1878, p. 371. Le capitaine Kilgour dit qu'un rocher situé en avant du port semblait avoir grandi de 3 mètres et que les bancs de coraux avaient émergé des eaux. Il se produisit aussi un ras de marée.

2. W. v. Bruchhausen, *Die periodisch wiederkehrenden Eiszeiten und Sinflooden*, in-8°, Trier, 1846; Albr. Penck, *Schwankungen des Meeresspiegels* (Extr. du Jahresber. Geogr. Ges. München, VII, 1882, p. 7 et 19). Le fait du soulèvement continu n'est d'ailleurs pas établi. M. le prof. Penck a eu l'amabilité de me communiquer une copie de ce manuscrit.

sont plus élevées encore<sup>1</sup>. Après l'éruption du Monte Nuovo, Francesco del Nero écrivait : « Ce que mon cerveau ne peut absolument pas concevoir, c'est l'énorme masse de matériaux qui sont sortis de ce gouffre... Plaise à Dieu que la cavité souterraine ne se soit pas étendue jusqu'au dessous de Naples<sup>2</sup>! » Et cependant, d'après les calculs de nos physiiciens, ces masses extraordinaires ne sauraient suffire à expliquer les mouvements négatifs qu'on constate.

Thomson et Tait ont calculé que pour amener dans l'Océan une dépression de 1 mètre, il faudrait admettre la formation d'une cavité sphérique souterraine de 3 000 à 4 000 mètres. Drygalski a appliqué ce calcul au cas du temple de Sérapis, mais en supposant que le centre du vide se trouve au-dessous du Vésuve<sup>3</sup>. Le D<sup>r</sup> Margules a eu l'amabilité de se charger, sur ma prière, d'une série de calculs de ce genre ; il est arrivé à des résultats analogues à ceux de ses devanciers. D'après ces calculs, en se basant d'abord sur les chiffres de Thomson et Tait, on trouve qu'il faut admettre pour une baisse marine de 1 mètre un vide de 190 kilomètres cubes sous la surface. Si l'on suppose une cavité hémisphérique, le volume en doit atteindre 147 kilomètres cubes ; en admettant d'autres conditions, les plus favorables, le volume le plus réduit ne s'abaisse pas au-dessous de 104 kilomètres cubes. Tous ces chiffres dépassent donc de beaucoup les évaluations les plus fortes des épanchements volcaniques les plus puissants. Or, au Monte Nuovo, il ne s'agit pas d'un mouvement négatif de 1 mètre, mais bien de 5 à 6 mètres.

On peut donc se demander s'il ne convient pas de revenir à l'ancienne hypothèse de Babbage, qui attribuait le gonflement local de l'écorce à l'échauffement. Palmieri semble, à côté de cet échauffement, regarder la tension des vapeurs comme une des causes de l'intumescence<sup>4</sup>.

1. R. D. M. Verbeek, *Rapport sommaire sur l'Éruption de Krakatau les 26, 27 et 28 août 1883* (Arch. Néerl., Harlem, XIX, 1884, p. 166).

2. M. Neumayr, *Der Bericht des Francesco del Nero über die Bildung des Monte Nuovo bei Neapel* (Neues Jahrb. f. Min., 1883, II, p. 49).

3. Thomson und Tait, *Handbuch der theoretischen Physik*, I, 2, in-8°, Braunschweig, 1874, § 787, p. 342 ; E. v. Drygalski, *Die Geoiddeformationen der Eiszeit* (Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXII, 1887, p. 28).

[4. Dans ces dernières années, la répétition de faits du même ordre, en rapport avec des phénomènes d'intumescence, a été constatée au Vésuve par R. V. Matteucci (Rendic. R. Accad. Sc., Napoli, 1898 ; extr. dans A. de Lapparent, *Traité de Géologie*, 4<sup>e</sup> éd., 1900, p. 580). — Un autre cas authentique de soulèvement brusque, accompagnant une éruption, et d'ailleurs très localisé, a été étudié dans l'île Pantelleria par A. Riccò en 1891 : sous l'influence des vapeurs à haute tension, une partie de la côte s'est relevée de 0<sup>m</sup>,53 (Boll. Soc. Geogr. Ital., Ser. 3<sup>a</sup>, V, 1892, p. 131-156).]

Quelle que soit la véritable explication, les mouvements dont les traces sont visibles sur les colonnes du temple de Sérapis diffèrent absolument de ceux de la mer Baltique, auprès desquels on les cite souvent, dans nos manuels, comme des preuves à l'appui de la théorie du soulèvement : ils s'en distinguent d'abord par leur localisation très étroite, et ensuite par le caractère brusque et intermittent de la phase négative. Ces mouvements ont tout aussi peu de rapport avec les prétendues oscillations générales et séculaires des continents que les fluctuations d'une mer intérieure fermée n'en ont avec celles de l'Océan. Ce sont des changements qui se produisent dans les parties superficielles d'une cheminée encombrée de scories : et ni la fraîche verdure des collines et des prairies, ni l'insouciant et joyeux animation des habitants, ni les souvenirs historiques ne nous permettent d'oublier que ce « petit coin de terre riant », comme disait Horace, le promontoire de Misène, laisse plonger nos regards dans les abîmes d'un volcan qui s'éteint, mais qui n'est pas encore entièrement refroidi. L'explication de ces phénomènes, il faut la chercher dans les volcans actifs, sur les pentes du Vésuve ou, plus justement encore, sur le Pahoehoe du Kilauea, dans le champ de scories que recèle le grand cratère de l'île Hawaii.

## CHAPITRE X

### LA MER BALTIQUE ET LA MER DU NORD PENDANT LA PÉRIODE HISTORIQUE <sup>1</sup>

1. Salinité à l'intérieur du Skager Rak. -- 2. Niveau moyen des eaux sur la côte baltique allemande. — 3. Oscillations sur les côtes suédoises et finlandaises. — 4. Coup d'œil sur le déplacement négatif. — 5. Tourbières et forêts affaissées de la mer du Nord. — 6. Anciens cordons littoraux et tourbières du littoral baltique. — 7. Résumé.

1. **Salinité à l'intérieur du Skager Rak.** — Lorsqu'en 1807, Léopold de Buch vit dans le golfe de Botnie les traces d'un recul du rivage, il était persuadé que toutes les parties de l'Océan se trouvent à la même hauteur et qu'une dérogation locale à cette uniformité d'altitude serait « une chose impossible » (*ein Ding der Unmöglichkeit*). C'est de cette conviction qu'est sortie la théorie des oscillations des continents, avec toutes ses conséquences si graves pour le développement de la Géologie. Néanmoins, sans même tenir compte des perturbations encore assez mal connues, mais en tout cas très importantes, qui résultent de l'attraction des continents, cette vue est insoutenable pour toutes les mers intérieures, fermées dans une mesure quelconque.

Du même droit dont on suppose la complète égalisation des altitudes jusque dans les bras de mer les plus reculés, on pourrait aussi conjecturer l'égalisation de la salinité et de la densité, fait qui pourtant ne se produit pas. On doit au contraire admettre que *les golfes ou les bras de mer plus ou moins fermés, où la densité de l'eau est moindre que celle de l'Océan, se trouvent à un niveau plus*

[1. Traduit par M. Zimmermann.]

élevé, et que ceux où la densité est plus forte sont à un niveau inférieur.

La salinité est le facteur le plus important pour la détermination de la densité dans de tels bras de mer. Indépendamment de l'évaporation qu'elle entraîne, l'influence directe de la température sur la densité est moindre et moins étroitement localisée que ne le sont les différences de salinité. Lorsqu'un estuaire dans lequel se jette un fleuve est rempli d'eau douce ou saumâtre, il faut une colonne plus haute de cette eau moins lourde pour faire équilibre à une colonne de l'eau plus lourde qui existe au large. Déjà, pour ce seul motif, la ligne de rivage est plus élevée en dedans de l'estuaire qu'en dehors. La salinité et le niveau des eaux dans l'estuaire sont toujours en rapport avec la quantité d'eau douce, variable suivant les saisons, qui arrive de l'intérieur des terres, et on doit s'attendre à observer les plus grandes variations de hauteur et de salinité au voisinage de l'embouchure des fleuves.

D'après les données de la *Deutsche Seewarte*, les eaux de l'Atlantique Nord atteignent leur maximum de densité par 30° à 35° de lat. N. avec 1,02768 de poids spécifique et 3,63 de salinité ; vers le nord comme vers le sud, il y a décroissance : de 50° à 55° de lat. N. règne 1,02665 de poids spécifique et 3,48 de salinité<sup>1</sup>. Nous prendrons ces chiffres comme point de départ dans l'examen des mers fermées.

En Europe, on observe deux chaînes de mers qui ne se trouvent qu'en communication imparfaite avec l'Océan. La première de ces chaînes est formée par les golfes de Botnie et de Finlande, la Baltique, le Kattegat et le Skager Rak ; la seconde se compose de la mer d'Azov, de la mer Noire, du Bosphore, de la mer Égée et de la Méditerranée. Dans les parties les plus éloignées, dans le cul-de-sac qui correspond au fond du golfe de Botnie, dans le golfe de Finlande et dans la mer d'Azov, règnent les conditions d'un grand estuaire ; c'est là que l'on constate le minimum de salinité et que l'on doit s'attendre, par conséquent, à trouver la plus grande hauteur au-dessus du niveau océanique.

1. G. von Boguslawski, *Handbuch der Ozeanographie*, in-8°, Stuttgart, 1884, 1, p. 149. [Voir aussi O. Krümmel, *Die Verteilung des Salzgehaltes an der Oberfläche des Nordatlantischen Ozeans* (Petermanns Mitteil., XXXVI, 1890, p. 174-176, pl. 13 : carte), et *Geophysikalische Beobachtungen der Plankton-Expedition*, in-4°, Kiel, 1893, pl. 1 ; G. Schott, *Wissenschaftliche Ergebnisse einer Forschungsreise zur See, 1891 und 1892*. (Petermanns Mitteil., Ergänzungsheft 109, 1893, pl. 2).]

Dans la chaîne septentrionale, il convient de distinguer les parties suivantes :

I. La *moitié septentrionale du golfe de Botnie* ou *baie de Botnie* ; limitée vers le sud par les Qvarken, elle forme une cuvette qui s'abaisse, il est vrai, dans sa partie ouest, entre 64° et 65° de lat. N., jusqu'au-dessous de 100 mètres, et atteint même sur un point 129 mètres, mais qui en général ne présente que de faibles profondeurs. Vers le N.E. notamment, sur de grands espaces, elle ne dépasse pas 20 mètres, et il semble aussi que le seuil transversal des Qvarken ne descende nulle part au-dessous de 20 mètres <sup>1</sup>.

Le bassin délimité par ce seuil reçoit une très grande quantité d'eau douce, dont le taux varie extraordinairement suivant les saisons. La ligne de partage est située du côté de l'ouest à une grande distance, dans la direction de l'Atlantique ; vers le nord elle s'étend presque aussi loin, et c'est seulement au nord-est et à l'est qu'elle se rapproche graduellement des Qvarken. Les masses énormes d'eau de neige que le soleil met en mouvement dans ce large bassin durant les longs jours de l'été, à peine coupés de crépuscules, affluent vers la baie de Botnie. Les plus grandes quantités viennent de l'ouest. Tout cet apport doit, pour s'écouler, franchir le seuil des Qvarken et en particulier le passage, large seulement de 16 kilomètres, qui sépare Holmö de la rive suédoise. En conséquence, la salinité est extrêmement faible. Près de Neder-Kalix, au voisinage de l'extrémité septentrionale du golfe, Edlund n'a trouvé que 0,26 p. 100 de sel, à Skellefteå 0,35 et à Umeå, dans l'étranglement causé par les Qvarken, 0,39. Sur la côte finlandaise, loin vers le nord, Struve a trouvé à Uleåborg ainsi qu'à Brahestad 0,34 p. 100 <sup>2</sup>.

II. La *moitié méridionale du golfe de Botnie* va des Qvarken aux îles d'Åland. Ces îles représentent les sommets d'un large seuil rocheux qui, à partir d'Åbo, se dirige vers l'ouest, mais qui, à son extrémité occidentale, en face de la côte suédoise, descend brusquement à une profondeur tout à fait inattendue. Cette fosse très circonscrite dépasse — 200 mètres et atteint même, vers le S.E., — 300 mètres ; on désigne cette dépression si remarquable, qui est située à la jonction du golfe de Botnie avec la Baltique septentrionale, sous le nom de *mer d'Åland*.

1. Ces conditions ressortent très nettement sur la carte des profondeurs de la Baltique de E. Ackermann et E. H. Wichmann, dans Ackermann, *Beiträge zur physischen Geographie der Ostsee*, in-8°, Hamburg, 1883.

2. Ce sont là les chiffres réduits, suivant une méthode uniforme, par Ekman ; L. F. Ekman, *Om salthalten i hafsvattnet utmed Bohuslänska kusten* (K. Svensk. Vetensk.-Akad. Handl., 2 F., IX, Afd. I, n° 4, 1870, p. 30).

Entre les îles d'Åland et les Qvarken, le fond de la mer s'abaisse encore sur un autre point à une grande profondeur ; ce point se trouve aussi près de la côte occidentale, par  $62^{\circ} 53'$  de lat. N., et la sonde y atteint — 271 mètres. Autour de cette fosse, la profondeur décroît rapidement vers le nord, l'est et le sud, en sorte que, même dans ce bassin, la moyenne n'est pas encore bien considérable.

Le domaine d'alimentation de cette nappe d'eau est aussi large vers l'ouest que pour la moitié septentrionale du golfe de Botnie ; mais, du côté de l'est, elle reçoit beaucoup moins d'eau douce. Il en résulte que la salinité augmente sans doute dans l'ensemble vers le sud, mais que sur la côte finlandaise cet accroissement se fait sentir bien plus loin au nord ; Struve en effet a trouvé dès Wasa ( $63^{\circ}$  de lat. N.) 0,51 et à Kristinestad ( $62^{\circ} 15'$ ) 0,54 p. 100, tandis qu'Edlund, sur la côte suédoise, n'a relevé que 0,42 à Hernösand ( $63^{\circ} 30'$ ), 0,46 seulement dans le voisinage de Söderhamn ( $61^{\circ} 11'$ ), et 0,48 p. 100 au N.E. de Gefle (par  $60^{\circ} 51'$ ).

III. Le *golfe de Finlande* apporte de l'est une quantité considérable d'eau douce. Il va en s'approfondissant d'une façon graduelle et très régulière depuis la Néva jusqu'à la mer Baltique, et ne présente aucun seuil sous-marin comme ceux des Qvarken ou des îles d'Åland. Il n'est pas nécessaire, pour la question qui nous occupe, d'en parler plus longuement.

IV. Le *golfe de Riga*, à l'abri des îles de Dagö et d'Ösel, et dont est tributaire le domaine fluvial de la Duna, fournit également une certaine quantité d'eau douce.

V. La *mer Baltique* est partagée longitudinalement en son milieu par une crête qui s'étend presque sans interruption depuis les Koppasten-örne et l'île Gotska Sandö, en passant par Gotland et le banc de Hoborg, jusqu'au « Banc du Milieu », c'est-à-dire à peu près de  $58^{\circ} 30'$  jusqu'à  $55^{\circ} 30'$  de lat. N. ; on peut encore regarder comme un prolongement de cette crête, du moins au point de vue du mouvement des eaux, Bornholm et le banc de Rönne. Il se forme ainsi une moitié allemande de la Baltique, c'est-à-dire l'Est, le Sud-Est et le Sud, et une moitié suédoise, c'est-à-dire l'Ouest et le Sud-Ouest. Les plus grandes profondeurs sont situées : dans la partie allemande, à l'E. de Gotland ; la mer s'y abaisse, sur de grandes étendues, au-dessous de 200 mètres, et atteint — 249 mètres ; dans la partie suédoise, au N.W. de Gotska Sandö : la zone des grandes profondeurs y est moins vaste, mais on y a relevé — 323 mètres, la plus grande profondeur de toute la Baltique. Il est très digne de remarque que depuis la latitude de Gotland jusqu'au

Skager Rak on ne trouve plus nulle part de profondeurs semblables <sup>1</sup>.

Les trois portes qui font communiquer la Baltique avec le Kattegat sont de structure diverse. Une dépression, qui descend au-dessous de — 20 mètres et qui se continue dans le golfe de Lübeck, trouve vers le N.W. son prolongement dans un sillon qui se bifurque, et dont une branche pénètre dans le petit Belt, alors que l'autre occupe toute la longueur du grand Belt jusqu'aux parages plus profonds encore situés au N.W. de Seeland. Le Sund est caractérisé, du côté de la Baltique, par une large entrée en forme d'entonnoir, mais entre Copenhague et Malmö, les profondeurs sont faibles, et c'est seulement dans la partie la plus étroite que le fond tombe au-dessous de — 20 mètres ; ce sillon plus profond s'élargit au delà d'Helsingborg et débouche dans le Kattegat.

La Baltique reçoit du sud une série de cours d'eau allemands. A cet apport s'ajoute celui des golfes de Riga, de Finlande et de Botnie. De même, dans la partie septentrionale du littoral suédois arrivent dans son bassin des quantités notables d'eau douce ; mais on constate qu'en vertu de la disposition spéciale des lignes de partage, l'extrême Sud de la Suède est privé d'affluents venant des hautes montagnes, ces fleuves divergeant vers le S.E. et le S.W. Ainsi, la partie méridionale de la péninsule scandinave constitue en quelque sorte un domaine hydrographique autonome, et l'apport des eaux continentales y est beaucoup moindre.

On possède sur les courants et sur la salinité de la Baltique, grâce aux efforts combinés des savants suédois, danois et russes, et surtout grâce aux travaux du navire allemand *Pommerania* et aux recherches de la Commission pour l'étude scientifique des mers allemandes, des données nombreuses et sûres ; nous ne pouvons en tirer ici qu'un petit nombre d'exemples <sup>2</sup>.

[1. Les récents travaux hydrographiques des Suédois ont montré que cette dépression descend jusqu'à 427 m. ; voir la carte bathymétrique jointe au mémoire de R. Credner, *Ueber die Entstehung der Ostsee* (Geogr. Zeitschr., I, 1895, p. 537-556), et reprod. dans A. de Lapparent, *Leçons de Géographie Physique*, 2<sup>e</sup> éd., Paris, 1898, p. 369.]

2. Un grand nombre de ces exemples ont été réunis par J. Roth, *Allgemeine und chemische Geologie*, I, in-8°, Berlin, 1879, p. 510-520. Parmi les travaux antérieurs, je ne mentionnerai que A. F. baron Sass, *Resultate aus meinen Untersuchungen über die Variationen im Salzgehalte des Ostseewassers* (Zeitschr. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, III 1867, p. 481-498). [Voir aussi F. L. Ekman och O. Pettersson, *Den svenska hydrografiska expeditionen år 1877 under ledning af F. L. Ekman* (K. Svenska Vet.-Akad. Handl., XXV, n° 1, 1893, 163 p., 14 pl.) ; O. Pettersson, *Redogörelse för de svenska hydrografiska undersökningarne åren 1893-1894. I. Östersjön* (Bihang till K. Svenska Vet.-Akad. Handl., XIX, Afd. II, n° 4, 1894, 14 p.), et *A Review of Swedish Hydrographic Research in the Baltic and North Seas*, I-VIII (Scottish Geogr. Mag., X, 1894, 281-635, *passim*, 18 pl. et

Revenons d'abord à la fosse de la mer d'Åland. Forchhammer y a trouvé une salinité de 0,592 p. 100 à la surface, de 0,725 à 50 brasses, de 0,747 à 100 brasses et de 0,750 à 158 brasses <sup>1</sup>. Donc ici l'eau lourde occupe le fond de la fosse et l'eau plus légère s'écoule par-dessus. Tandis que la salinité, dans l'ensemble, va en augmentant vers le sud, on rencontre à la surface des densités qui se rapprochent de plus en plus de celles qui, plus au nord, dans la mer d'Åland, caractérisent les profondeurs. On observe d'ailleurs en même temps des variations notables suivant la saison, la direction du vent et d'autres circonstances. Au débouché du golfe de Finlande (Forchhammer) et entre Dagö et Ösel (Göbel), la salinité est de 0,69 p. 100, et jusqu'au delà de Bornholm, les chiffres de la surface oscillent entre 0,71 et 0,75, ou exceptionnellement 0,78. Mais dans les profondeurs, la salinité est plus forte, et l'on a relevé notamment entre Jershöft et Bornholm, par — 85 à 90 mètres, 1,633 p. 100. A partir des abords de Warnemünde, la salinité, à la surface, atteint déjà plus de 1 p. 100.

Rapprochons-nous des issues de la Baltique. Les eaux lourdes de la mer du Nord entrent par les profonds sillons des Belts, pendant que les eaux légères de la Baltique s'écoulent au dehors par dessus; mais, en temps calme, le Sund, qui est barré par le bas-fond des Drogden et qui s'ouvre en entonnoir vers la Baltique, ne laisse passer que relativement peu d'eau de la mer du Nord. Cet échange s'opère d'ailleurs dans des conditions spéciales, qu'il convient maintenant d'examiner de plus près, en nous basant sur les études très minutieuses de Meyer et de Karsten <sup>2</sup>.

Pour les zones situées à l'E. d'Arcona dans l'île de Rügen et

cartes); O. Kriimmel, *Neue physikalische Untersuchungen aus der Ostsee* (Mitteil. der Sektion für Küsten- und Hochseefischerei, 1894, n° 6, 10 p.), et *Zur Physik der Ostsee* (Petermanns Mitteil., XLI, 1895, p. 81-86, 111-118, pl. 5); G. Schott, *Die Hydrographie des Skagerracks, Kattegats und der Ostsee* (Geogr. Zeitschr., II, 1896, p. 142-158, 1 pl.); O. Pettersson och G. Ekman, *De hydrografiska förändringarne inom Nordsjöns och Östersjöns område under tiden 1893-1897* (K. Svenska Vet.-Akad. Handl., N. F., XXIX, n° 5, 1896-97, 125 p., 15 pl.); K. Brandt, *Kurze Uebersicht der physischen Verhältnisse der Ostsee* (Verhandl. Deutsch. Zool. Ges., 1897, p. 10-34); A. W. Cronander, *On the laws of movement of Sea-currents and rivers*, in-4°, 57 p., pl. et tableaux, Norrköping, 1898.]

1. G. Forchhammer, *On the Composition of Seawater in different parts of the Ocean* (Phil. Trans. London, vol. 155, 1865, p. 203-262); Ekman, Mém. cité.

2. H. A. Meyer, *Periodische Schwankungen des Salzgehaltes im Oberflächenwasser in der Ostsee und Nordsee* (IV. Bericht der Commission z. wissenschaft. Untersuchung d. deutschen Meere, VII-XI. Jahrg., 3. Abtheil., in-folio, Berlin, 1884, p. 1-10), et G. Karsten, *Die Beobachtungen an den Küstenstationen und Schiffsbeobachtungen* (Ibid., p. 11-60). [Sur les conditions hydrographiques des eaux danoises, voir aussi J. Petersen, *Det videnskabelige udbytte af Kanonbaaden « Hauchs » togter i de danske have indenfor Skagen i aarene 1883-86*, I-V. In-4° et Atlas, Kjöbenhavn, 1889-93; O. Pettersson och G. Ekman, *Grunddragen af Skagerracks och Kattegats hydrografi* (K. Svenska Vet.-Akad. Handl.,

d'Ystad en Scanie, on peut admettre comme salinité moyenne des eaux de surface le chiffre de 0,75 p. 100; pour le littoral entre Rügen et Fehmarn, 1 p. 100; pour l'Ore Sund, 1,25; pour la côte du Schleswig-Holstein, 1,75; pour la côte danoise du Kattegat, 2,33; pour Skagens Rev dans le Skager Rak, presque 3; et pour les parties avoisinantes de la mer du Nord, 3,25 p. 100. Lorsque du Kattegat soufflent des tempêtes persistantes, le courant inférieur prend plus d'importance au fond des Belts, et dans le Sund les eaux lourdes passent par-dessus le seuil des Drogden. De grandes masses d'eau salée s'accumulent alors dans le Sud-Ouest de la Baltique, et l'augmentation de salinité se fait même sentir jusqu'au delà de Rügen. Les destinées ultérieures de ces eaux lourdes ne sont pas connues; il est vraisemblable qu'elles s'enfoncent dans les profondeurs situées à l'est et à l'ouest de Gotland. Des années peuvent s'écouler ensuite, pendant lesquelles les eaux légères prélèvent par diffusion une partie des sels des eaux lourdes ainsi séquestrées et les entraînent peu à peu, jusqu'à ce que le phénomène se reproduise.

En 1869, et surtout durant les tempêtes du 31 octobre au 1<sup>er</sup> novembre et du 7 au 11 novembre 1872, de grandes quantités d'eau salée furent ainsi chassées dans la Baltique; on pouvait encore en constater la présence à l'est de Rügen. Puis, le 13 novembre, arriva le grand ouragan du N.E. et de l'E. dont nous reparlerons plus loin: il repoussa les eaux dans la direction opposée, vers la mer du Nord. Pendant l'hiver de 1873-1874, une quantité encore plus grande d'eau lourde fut introduite dans la Baltique. Lohme, dans l'île de Rügen, et toutes les stations situées plus à l'ouest enregistrèrent une salinité exceptionnellement élevée. Ce taux alla en diminuant jusqu'en 1875; et à cette date commença une décroissance beaucoup moins marquée mais continue de la salinité dans toute cette partie de la mer, décroissance qui persista pendant sept ans. Au printemps de 1882, il y eut une nouvelle irruption d'eau lourde; pourtant la salinité ne remonta pas tout à fait au taux des années précédentes.

Ainsi donc, comme le remarque Karsten, la salinité de la Bal-

N. F., XXIV, n° 11, 1891, 162 p., 10 pl.); H. Hjort, *Hydrografisk-biologiske studier over Norske fiskeriër* (Kristiania Vidensk. Selsk. Skrifter, I, n° 9, 1893, 146 p., 15 pl.; extr. Det Norske Geogr. Selsk. Aarbog, VI, 1894-95, p. 127-146, 5 pl.); H. N. Dickson, *The Movements of the Surface Waters of the North Sea* (Geogr. Journ., VII, 1896, p. 253-267, 10 pl.); K. Rördam, *Beretning fra Kommissionen for videnskabelig undersøgelse af the danske farvande*, gr. in-4°, 147 p., Atlas 47 pl.; II, 1. H., 32 p., 1896-97; P. T. Cleve, G. Ekman, J. Hjort, O. Pettersson, *Skageraks tilstand under den nuvarande Sillfiskeriperioden*, in-4°, 40 p., 7 pl. Göteborg, 1897.]

tique dépend actuellement de l'irruption périodique des eaux de la mer du Nord, et, à l'est de la ligne Rügen-Ystad, la Baltique présente les caractères d'un grand bassin saumâtre. Depuis l'époque où la communication avec l'Océan a cessé, il a dû se produire un amincissement continu, et il y a lieu de se demander si cet amincissement se poursuit encore ou si un état de stabilité n'a pas fini par s'établir. La décroissance persistante de la salinité pendant une série d'années et les fluctuations régulières qu'elle subit sous l'influence des saisons témoignent du rôle important des précipitations <sup>1</sup>.

De plus, Karsten évalue le volume des eaux de la Baltique à 75 milles cubes [30 560 kilom. c.]<sup>2</sup>, et l'apport annuel d'eau douce à 4,5 milles cubes [613 kilom. c.]; de sorte que, si la structure de la cuvette était simple et si l'eau de mer pouvait être entièrement éliminée de tous les points de sa section, cinquante années suffiraient pour remplir la Baltique d'eau douce. Mais en fait, l'eau lourde une fois introduite tombe dans les profondeurs, et même, en quelques dépressions de faible étendue, tels que la Wittlings Kuhle dans le port de Kiel, elle conserve pendant longtemps une salinité élevée. En outre, il se produit un apport continu de l'eau de la mer du Nord par les profonds sillons des Belts, apport d'ailleurs insuffisant pour établir une salinité uniforme.

Dans ces conditions intervient, au large des issues, dans le Kattegat et dans le Skager Rak, un mouvement particulier des eaux. Il y a là trois courants. Le premier est le grand courant océanique, qui baigne la côte ouest du Jutland, pénètre dans le Skager Rak et peut même se faire sentir sur la côte suédoise située en face de Skagen, puis tourne vers l'extérieur et suit la côte ouest de la Norvège; dans les limites de ce courant, on distingue nettement l'alternance du flux et du reflux, alors que plus loin, vers la Baltique, ces mouvements sont de plus en plus difficiles à discerner. Le second courant se détache du premier et pénètre, par les issues dont nous venons de parler, dans la Baltique, où il apporte l'eau salée. Le troisième est le courant moins salé de la Baltique; il s'écoule vers l'extérieur et suit les côtes scandinaves jusqu'au delà du cap Lindesnæs. Sur cette étendue débouchent les nombreux cours d'eau de la partie méridionale de la péninsule; ils ont aussi leur part d'influence sur la salinité.

1. G. Karsten, Mém. cité, p. 40.

[2. Le volume de la Baltique est évalué à 28 732 kilom. cubes par K. Karstens, *Neue Berechnung der mittlern Tiefe der Ozeane*, in-8°, Kiel und Leipzig, 1894.]

Les recherches d'Ekman sur les côtes du Bohuslän donnent un tableau très net de ce régime. Il est parfois possible sur ces côtes de distinguer trois couches d'eau, à savoir une couche supérieure qui représente l'apport des fleuves et n'atteint jamais plus de 2 brasses; au-dessous, le courant baltique, et plus bas encore l'eau salée. Dans les parties du Bohuslän baignées par le Kattegat, on relève d'ordinaire dans le courant baltique à peu près 2 p. 100 de salinité à la surface, 2,5 p. 100 à 10 brasses et 3 p. 100 aux abords de 15 brasses; mais plus loin vers le nord, sur le littoral du Skager Rak, on trouve à la surface 2,5 p. 100. A l'embouchure du Göta Elf, ce chiffre de 2,5 p. 100 ne se trouve qu'à 2 brasses de profondeur. L'eau de la mer du Nord est reconnaissable à sa couleur bleue, et parfois la démarcation est si nette qu'à quelques milles du rivage on peut, sur les deux côtés d'un bateau, puiser des eaux de salure différente. Ainsi seulement peut-on s'expliquer que, dans le Fjällbacka-Skjärgård, aux îles Wäder, qui du Bohuslän septentrional s'avancent vers le Kattegat et dont nous reparlerons dans la suite, Ekman ait pu observer une variation de 0,23 p.100 dans la salinité.

Pour le Skager Rak nous ne mentionnerons ici qu'un profil transversal étudié par le navire allemand *Pommerania*. On enregistra dans le port d'Arendal 1,083 p. 100, dans les récifs du fjord d'Arendal 1,572, à 12 milles au N.W. de Skagen 2,83, à 10 milles 1/2 au N.W. de Skagen 2,95, et à 3 milles au N. de Hirshals, dans le Jutland, 3,28 p. 100 de salinité.

## 2. Niveau moyen des eaux sur la côte baltique allemande. —

Le niveau de la Baltique subit, comme on le voit, l'influence de circonstances tellement multiples qu'une longue série d'observations et une critique attentive des données sont nécessaires pour fixer le niveau moyen d'un lieu, et pour émettre un jugement sur la question de savoir si, en un point donné, il se produit ou non un déplacement négatif ou positif du plan d'eau moyen. En 1877, Hagen, en tirant parti des observations continuées depuis le siècle dernier jusqu'en 1875 sur un grand nombre de points de la côte allemande, est arrivé à cette conclusion qu'il ne s'y produit aucun soulèvement ou affaissement quelconque, mais que les eaux peuvent parfois se maintenir à un niveau supérieur à la normale durant toute une année, et qu'en conséquence la Baltique n'a pas toujours la même altitude<sup>1</sup>. Des données complémentaires très

1. Les difficultés que rencontrent les recherches de cette nature ressortent clairement de la diversité des résultats auxquels est parvenu, au cours des années, un obser-

sûres ont été fournies par les deux études monographiques de Wilh. Seibt sur le niveau moyen à Swinemünde et à Travemünde. On constate à Swinemünde que, pour les années 1826 à 1879, l'erreur moyenne du déplacement probable de la côte par rapport à la Baltique est plus forte que le déplacement observé lui-même : l'on est donc en droit de regarder la fixité du niveau de la Baltique pendant cette période comme démontrée. A Travemünde, l'erreur moyenne se rapproche à tel point du déplacement observé, pour la série d'observations dont on dispose (1855-1884), qu'ici encore il faut admettre cette fixité.

De même, une importante constatation a été faite, c'est que malgré la faiblesse de la salinité, le plan d'eau moyen de cette partie de la Baltique se trouve à la même hauteur que celui de la mer du Nord à Cuxhaven; ou plus exactement, les différences relevées sont moindres que l'erreur moyenne. Mais un fait très significatif pour nos remarques ultérieures subsiste, c'est que cette concordance si exacte n'a été obtenue qu'en éliminant les observations faites à Memel. En effet, tandis que Pillau, comparé à Cuxhaven, donne une altitude de  $+ 0^m,0759$ , avec une erreur moyenne de  $\pm 0^m,0796$ , ce qui conduit à admettre qu'il y a égalité de niveau, Memel donne  $+ 0^m,2211 \pm 0^m,098$ . Cette station, la plus avancée de toutes les stations allemandes vers l'intérieur de la Baltique, fournit donc une valeur nettement positive<sup>1</sup>.

Nous retiendrons de ces observations que la Baltique, tout le

vateur aussi scrupuleux que Hagen. Une première comparaison du niveau des repères établis sur la côte allemande, de 1810 à 1844, donna pour Colbergermünde un léger relèvement du plan d'eau et au contraire pour Swinemünde, station voisine, ainsi que pour l'ensemble des ports de la province de Prusse, un abaissement, qui même allait en augmentant avec une certaine régularité vers l'est. Mais des doutes s'élevèrent sur la fixité de certains repères; à partir de 1845, on institua des nivellements de contrôle, et il s'en dégagait à la vérité pour 1846-1864 une oscillation du plan en certaines stations, mais on en rapporta la cause au vent; en outre l'influence des saisons sur la hauteur de l'eau ressortait avec netteté. Ayant continué ses observations jusqu'en 1875, Hagen constata qu'il n'y avait ni soulèvement, ni affaissement permanent, qu'il fallait expliquer les faibles écarts observés par des changements dans le débit des cours d'eau voisins, et que dans certaines années, un niveau supérieur à la moyenne peut se maintenir (ainsi en 1874, de 4 à 8 pouces) sans que le vent en soit la cause. On serait donc contraint d'admettre que *la Baltique n'a pas toujours la même altitude*; G. Hagen, *Die preussische Ostseeküste in Betreff der Frage, ob dieselbe eine Hebung oder Senkung erkennen lässt* (Abhandl. Akad. Wiss. Berlin, 1865, Math. Abtheil., p. 21-41; *Vergleichung des Wasserstandes der Ostsee an der preussischen Küste* (Ibid., 1877, p. 1-17), et *Vergleichung der von 1846 bis 1875 an der Ostsee beobachteten Wasserstände* (Monatsber. Akad. Wiss. Berlin, 1877, p. 559-561). Les mêmes résultats ont été obtenus par le baron Sass, *Untersuchungen über die Niveau-Verschiedenheit des Wasserspiegels der Ostsee* (Erman's Archiv, XXV, 1867, p. 320-348).

1. Wilh. Seibt, *Das Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde*; Publicat. des K. preussischen geodät. Institutes, in-4°, Berlin, 1881; et *Das Mittelwasser der Ostsee*

long de la côte allemande, jusqu'à Pillau, est en état de se maintenir en équilibre avec l'Océan, par les Belts, bien qu'il puisse survenir temporairement, parfois durant des années entières, des phases pendant lesquelles son niveau est plus élevé; mais au delà de Pillau cette démonstration manque et le plan d'eau moyen de Memel est situé à une altitude plus forte. Des déplacements permanents du plan d'eau vers le bas ou vers le haut ne sont pas démontrés pour cette partie du littoral.

3. **Oscillations sur les côtes suédoises et finlandaises** <sup>1</sup>. — L'opinion énoncée en 1792 par Nordenankar, aux termes de laquelle la Baltique serait une mer intérieure à écoulement imparfait, les oscillations de la ligne de rivage provenant seulement d'irrégularités soit dans l'alimentation, soit dans le débit (II, p. 15), a été reprise depuis par plusieurs savants. En 1823, Nilsson se prononça en sa faveur. Le 14 novembre 1849 fut présenté à l'Académie des Sciences de Suède un mémoire de Rob. Chambers; l'auteur y déclarait que la fixité du niveau de la Baltique n'est pas démontrée; que cette mer, en raison de ses nombreux affluents, devait être regardée comme un vaste estuaire, dont les sources d'alimentation peuvent diminuer ou dont les issues d'écoulement peuvent s'élargir; qu'en conséquence un nivellement s'imposait. Deux savants éminents, A. *Erdman* et *Lovén*, prirent texte de ce mémoire pour réclamer l'organisation systématique des observations : à leur avis, il était vraisemblable, en effet, que les eaux intérieures occupent un niveau plus élevé, et que le cul-de-sac de Laponie, le golfe de Botnie et la Baltique forment trois bassins étagés. Swedenborg, dès 1719, avait déjà admis la plus grande altitude de ces eaux intérieures. Woldstedt, en opérant la triangulation de la Finlande, avait trouvé qu'à Uleåborg le niveau marin était à environ 16 pieds plus haut que dans le golfe de Finlande, et ce chiffre, quoique trop élevé peut-être, méritait d'attirer l'attention <sup>2</sup>.

*bei Travemünde*, Ibid., 1885. [Voir aussi M. Anderson, *Das Mittelwasser der Ostsee bei Kolbergmünde* (Zeitschr. f. Bauwesen, XLVIII, 1898, p. 94-112). — La stabilité complète des côtes allemandes de la Baltique ressort nettement des études récentes poursuivies par l'Institut géodésique de Prusse (A. Westphal, *Das Mittelwasser der Ostsee*, VII<sup>e</sup> Congrès Internat. de Géographie, Berlin, 1899); l'écart propre à Memel serait dû à l'influence persistante des vents d'Ouest.]

[1. Consulter surtout l'importante monographie de R. Sieger, *Seenschwankungen und Strandverschiebungen in Skandinavien* (Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXVIII, 1893, p. 1-106 et 393-488, pl. 7 : carte, 28 tableaux : renferme un historique détaillé et une Bibliographie de près de 200 articles).]

2. Nilsson, *Utkast till en geologiske beskrifning öfver Skåne* (Physiogr. Sällsk.

Mais tandis qu'en Suède on invoquait ces motifs pour reprendre les observations, en Finlande un marin expérimenté, *Albin Stjerncreutz*, particulièrement qualifié par ses fonctions de directeur du service de pilotage pour émettre un avis sur cette question, se prononçait nettement, à son tour, en faveur de l'opinion de Nordenankar. En même temps Stjerncreutz donnait une description des divers courants de ces mers intérieures. Il y signalait, à la surface, des courants variables, dépendant du vent, et au-dessous, les grands courants normaux, qui affectent tous la direction des issues de la Baltique et témoignent que les nécessités de l'échange avec l'Océan sont le seul principe du mouvement<sup>1</sup>.

C'est en 1850 que commencèrent, dans un certain nombre de phares, des mesures de niveau régulières, effectuées chaque jour, sur tout le pourtour des côtes suédoises, conformément aux instructions élaborées par A. Erdmann. Dès 1855, un premier aperçu des résultats fut publié, mais cet essai fit ressortir de nombreuses sources d'erreur<sup>2</sup>. *L. Holmström* fut alors chargé de visiter tous les postes d'observation et de procéder en chaque point à une enquête. Puis *Forssman*, prenant comme base la série des observations exécutées de 1852 à 1875, tenta une nouvelle coordination de ces données, qui l'amena à d'importantes conclusions<sup>3</sup>. Le Dr *Holmström* n'a pas encore publié le fruit de ses longues années d'études sur la question<sup>4</sup>, mais, avec un rare désintéressement, il a eu l'amabilité de m'en communiquer les résultats les plus importants, en particulier les lectures effectuées sur 33 échelles ou entailles pratiquées dans la roche, réparties autour du littoral suédois; il a bien voulu y joindre un aperçu critique de l'importance relative et de la valeur des anciens repères. Pour l'étude du phénomène en Suède, j'ai eu fréquemment à me louer en outre du concours que m'a prêté mon excellent ami, M. le prof. Nathorst, de Stockholm.

Årsberätt., Lund, 1823, notamment p. 5); Erdmann och Loven, *Ostersjöns medelniveau* (Öfvers. K. Vetensk.-Akad. Handl. Stockholm, VII, 1850, p. 36-49).

1. Albin Stjerncreutz, *Anmärkingar rörande strömmarna i Ostersjön* (Acta Soc. Scient. Fennicæ, Helsingfors, VI, 1861, p. 369-383; Föredrag. 1859).

2. A. Erdmann, *Om de iakttagelser öfver vattenhöjdens och vindarnes förändringar* (K. Sv. Vet.-Akad. Handl. Stockholm, N. F., I, 1855, a, p. 247-303, carte). Le site et le détail de la structure d'un grand nombre de points mentionnés ici ont été décrits par J. A. Fagerholm, *Nivelleringar och undersökningar af vattenhöjdstationerna vid en del af Sveriges fyrar, utförde sommaren 1878* (Öfvers. K. Vet.-Akad., XXXVI, 1879, n° 7, p. 21-37, pl. XVII, XVIII : cartes).

3. L. A. Forssman, *Observationer öfver vattenhöjden vid Sveriges kuster* (K. Sv. Vetensk.-Akad. Handl. Stockholm, N. F., XIII, 1874, n° 11, 23 p., 1 pl.).

4. Son mémoire a paru en 1888 sous le titre de : *Om Strandliniens förskjutning å Sveriges kuster* (K. Svenska Vet.-Akad. Handl., N. F., XXII, n° 9, 99, p., 7 pl., carte).

A côté des travaux des savants suédois, il faut encore signaler comme d'une importance spéciale pour l'appréciation des faits les tableaux des niveaux moyens mensuels observés dans huit stations de la côte finlandaise; ils remontent en partie jusqu'à 1858, et ont été publiés sans interruption par *Moberg*<sup>1</sup>.

Maintenant, il faut avant tout distinguer les séries de mesures continues des lectures épisodiques, faites à intervalles irréguliers sur des repères taillés dans la roche<sup>2</sup>.

Forssman a publié pour 13 stations le tableau des moyennes mensuelles relatives aux années 1852-1875; il convient de remarquer à propos de ces stations que 5 d'entre elles sont situées au nord des îles d'Åland, dans une région où à cause de l'hiver les mesures chôment tous les ans pendant quatre à six mois. Par contre les relevés exécutés en Finlande fournissent des séries annuelles complètes jusqu'à Rönnskär (63°).

Au sujet des observations épisodiques s'élève une difficulté, c'est qu'on ne connaît pas le niveau moyen des eaux pour les diverses stations correspondantes, et que ce niveau subit l'influence de nombreuses circonstances temporaires ou locales. En Finlande, ces oscillations passagères peuvent atteindre plus de 6 pieds dans les limites d'une même année, c'est-à-dire juste autant que le déplacement négatif maximum admis pour une durée d'un siècle et demi. A ce propos, voici ce qu'écrit le Dr Holmström: « Dans le Kattegat, on rencontre ce qu'on appelle le *Tangrand* (rebord de varech), c'est-à-dire la ligne supérieure continue jusqu'à laquelle, sur les rochers verticaux, croît le *Fucus vesiculosus*. Cette ligne des varechs concorde très exactement avec le plan d'eau moyen, ou avec le niveau que la population des côtes appelle « lagligt

1. Ad. Moberg, *Om finska kustens höjning under åren 1858-1872* (Öfversigt af Finsk. Vetensk. Soc. Förhandl., XV, 1872-1873, p. 118-128); voir aussi les tableaux contenus dans les années suivantes [et A. Bonsdorff, *Untersuchungen über die Hebung der Küste Finlands in den Jahren 1858-87* (Fennia, Helsingfors, I, n° 3, 1889, 19 p.); *Die säculare Hebung der Küste bei Kronstadt in den Jahren 1844-1886* (Ibid., IV, n° 3, 1891, 18 p.); *Die säculare Hebung der Küste bei Reval, Libau und UstDwinsk (Dünamünde)*, Ibid., XII, n° 6, 1896, 16 p. Il résulte de ces recherches que le mouvement négatif atteindrait actuellement son amplitude maximum au S.W. de la Finlande (0 m. 55 par siècle), pour diminuer ensuite à la fois vers l'Est et vers le Nord; quant aux côtes russes du golfe et de la Baltique, le niveau moyen y serait resté invariable. — Sur les circonstances accessoires (ensablement, végétation, etc.) qui viennent compliquer la tendance à l'émersion, voir J. E. Rosberg, *Några iakttagelser rörande tillandningarna i en del af vestra Nylands Skärgård* (Geogr. Fören. Tidskr., Helsingfors, I, 1889, p. 172-184, 1 carte), et A. Wahlroos, *Bidrag till künedom om hafsstrandens förskjutning vid en del af Finlands vestkust* (Fennia, XII, n° 9, 1896, 22 p., 1 carte).]

[2. Pour une carte montrant la distribution des marégraphes et des repères en Scandinavie, voir R. Sieger, *Mém. cité*, pl. 7.]

vatten » (eaux normales) : il ne semble pas que cette limite soit jamais inférieure de plus de 9 à 10 centimètres au niveau déterminé dans les phares au moyen d'observations directes. Mais dans la Baltique cette ligne des varechs fait défaut, ou du moins elle n'est pas nettement marquée. En revanche, on y trouve ce qu'on appelle l'*Algrand*, ce qui signifie la ligne extrême jusqu'à laquelle vivent certaines espèces d'algues délicates. Malheureusement, on n'est pas encore fixé sur le rapport dans lequel cette ligne se trouve avec le plan d'eau moyen, et l'on ne sait pas non plus si elle se maintient durant plusieurs années à la même hauteur, comme on peut l'affirmer avec certitude, d'autre part, pour la ligne des varechs. » Ainsi, ce ne sont pas seulement les observations régulières, mais encore les renseignements fournis par la population riveraine qui offrent plus de garanties dans le Kattegat que dans le golfe de Botnie.

Quant aux observations systématiques, Forssman en a déjà déduit deux conséquences très importantes, qui trouvent leur confirmation dans des recherches faites d'autre part.

La première découle des *moyennes mensuelles*. Chaque année, le niveau de la mer oscille suivant les saisons, et cela des îles d'Åland jusqu'aux côtes du Skager Rak, tout le long des côtes suédoises. Les courbes sont uniformes, et les éléments de courbes provenant de la région située au nord des îles d'Åland, où les observations hivernales font défaut, présentent une allure analogue. Toutefois, vers le Kattegat, le maximum se produit plus tard qu'ailleurs. Les basses eaux surviennent dans la Baltique en avril et en mai; puis le niveau se relève sur toute la côte orientale de la Suède, il atteint en juillet et en août des chiffres élevés et se maintient à ces hauteurs jusqu'en novembre ou décembre, pour s'abaisser de nouveau ensuite. Dans le Kattegat, le maximum est atteint un peu plus tard, vers la fin de septembre ou le commencement d'octobre, et persiste moins longtemps. Or, les courbes des niveaux de la côte orientale correspondent aux variations annuelles de la quantité de pluie telles que les a déterminées Rubenson <sup>1</sup>.

Pour l'appréciation du problème, il n'est pas sans intérêt de faire observer qu'il ressort des tableaux relatifs au Ladoga, publiés par Woeikof, que ce lac est soumis, tout comme la Baltique, à des oscillations saisonnières <sup>2</sup>. Même en dehors de la Baltique, on

1. R. Rubenson, *Nederbördsmängden i Sverige* (Öfversigt Finsk. Vetensk. Soc. Förhandl., XV, 1872-1873, n° 10); comparer particulièrement la pl. I, fig. 1 de Rubenson avec la fig. 1 de Forssman.

2. A. Woeikof, *Schwankungen des Wasserspiegels der grossen amerikanischen Seen und des Ladoga-Sees* (Zeitschr. österr. Ges. f. Meteorol., Wien, XVI, 1881, p. 287-290).

peut encore discerner l'influence annuelle des saisons sur le niveau des eaux : on constate le fait pour le courant d'eaux baltiques relativement peu salées qui longe la côte occidentale de la Suède.

Les moyennes mensuelles montrent que la Baltique, au point de vue des oscillations saisonnières de son niveau, représente un terme moyen entre les lacs russes et le Skager Rak.

Un second enseignement ressort des *moyennes annuelles*. Pour autant qu'il existe des moyennes annuelles complètes, relatives à la Suède, depuis l'écluse de Stockholm jusqu'à la station de Nord-Koster dans le Nord du Kattegat, les oscillations annuelles ont affecté une extrême uniformité : en 1853, on constata partout un niveau bas, en 1854 un niveau élevé, puis un abaissement; en 1857, les eaux étaient basses de Stockholm à Ystad, mais, par exception, cette phase n'affecta pas le Kattegat; en retour, la dépression qui suivit en 1860 se fit sentir sur les deux côtes, et de même le maximum très marqué de 1863; de même encore l'abaissement survenu vers 1871, les niveaux élevés de 1873 et surtout 1874, enfin la baisse de 1875. Les courbes du Kattegat présentent moins d'écart entre les valeurs extrêmes.

Le coup d'œil se complète pour une part importante dès qu'on fait entrer en ligne de compte les observations exécutées en Finlande. Les meilleures données sont ici fournies par les événements anormaux, en raison de la perturbation qu'ils déterminent et de la manière dont se propage cette perturbation. La plus violente de ces perturbations fut le grand abaissement du plan d'eau moyen annuel de 1874 à 1875; j'ai tenté de la représenter sur la figure 115. Cet abaissement atteignit, sur la côte finlandaise, à Rönnskär (63°), 0<sup>m</sup>,261; à Lökö lotsplats (60° 54'), 0<sup>m</sup>,262; à Utö lotsplats, 0<sup>m</sup>,244; à Jungfrusunds lotsplats (59° 56'), 0<sup>m</sup>,238; à Hangö udd's inre lotsplats (59° 48'), 0<sup>m</sup>,25; à Hangö udd's fyrbåk, à l'entrée du golfe de Finlande, 0<sup>m</sup>,261; à Porkala lotsplats, de 0<sup>m</sup>,255; et à Söderskärs fyrbåk, 0<sup>m</sup>,24. Les stations septentrionales de la Suède ne sont, comme on l'a vu, que des stations d'été; les éléments de courbes portés sur la figure 115 et relevés à Malörn (65°) et à Svartklubben (60° 10') trahissent sans doute des mouvements entièrement analogues; mais ces éléments de courbes ne comprennent ni les maxima, ni les minima. Pour ce seul motif, les moyennes annuelles de pareilles stations sont inutilisables.

Ces moyennes, du reste, ont donné pour Malörn 0<sup>m</sup>,267 lors de la baisse de 1875, et pour tous les autres points plus de 0<sup>m</sup>,20. L'écluse de Stockholm donne 0<sup>m</sup>,22. Il est remarquable que les stations sui-

vantes de la côte suédoise présentent justement des lacunes pour le minimum qui débuta en avril 1875, comme si les installations eussent été insuffisantes pour une baisse aussi extraordinaire (Grönskär, Öland's Norre Udde, de même qu'Hallö dans le Kattegat; Utklippan n'est qu'une station d'été). Ystad ne donna que 0<sup>m</sup>,139; Swinemünde, 0<sup>m</sup>,0488; Travemünde, 0<sup>m</sup>,0575; Winga, dans le Kattegat (57° 38'), 0<sup>m</sup>,053, et Nord-Koster (58° 54'), peut-être sous l'influence des cours d'eau de Norvège, un peu plus, 0<sup>m</sup>,08.

Ces chiffres mettent en lumière la grande extension du phénomène, et en même temps sa décroissance progressive du côté du Sud. Cette dernière circonstance ressort manifestement du contraste que présentent sur la figure 115 les courbes si accentuées du Nord, et aussi celles de toute la côte finlandaise jusqu'à Söder-skärs fyrbåk, avec les courbes plus adoucies d'Ystad ou du Kattegat.

En outre, on a représenté sur la figure 115, à côté de la courbe de Hangö udd's fyrbåk pour 1873-1875, établie d'après les chiffres de Moberg, les chutes de pluie à Helsingfors, tracées d'après les tableaux de Borenius. On constate qu'en 1873 le minimum de précipitation survenu en février n'a été suivi qu'en mars et avril par le minimum du niveau; puis, en octobre 1873, arrive une précipitation tout à fait extraordinaire de 139 millimètres, dont l'effet se manifeste en décembre et en janvier sous forme d'un haut niveau, et dont l'écoulement relève en partie le minimum de 1874; il en résulte qu'en 1874, le minimum de précipitation de février n'est suivi qu'en mai par un minimum de niveau extrêmement peu marqué, et que les cotes du plan d'eau moyen se maintiennent en 1874 à une hauteur inusitée et dépassent même légèrement les cotes de 1873, année où s'était cependant produite la grande précipitation d'octobre. Ensuite, en janvier 1875, les courbes des précipitations et des niveaux sont basses; en mars survient le minimum, mais la cote si basse du plan d'eau moyen de 1875 ne provient pas de ce minimum, elle est due aux précipitations particulièrement faibles et aux niveaux très bas de tout l'été, de l'automne et de l'hiver de 1875.

Donc, la chute des courbes annuelles de 1874 à 1875 a été sans aucun doute déterminée par le taux des précipitations; il se trouve que, par hasard, les courbes de Forssman s'arrêtent justement avec cette chute, en sorte que dans son calcul la valeur moyenne obtenue pour le déplacement négatif se relève sensiblement.

On croit pouvoir déduire des moyennes annuelles pour 1852-1875 un mouvement négatif général du rivage. Cela est exact, en



FIG. 115. — Fluctuations du niveau moyen de la Baltique et du Kattegat, de 1873 à 1875.

1. Malörn (65°); 2. Rönnskär, près Vasa (63°); 3. Lökö (60°54'); 4. Hangö Udd's fyrbak; 5. Söder-skärs fyrbak; 6. Svartklubben (60°10'); 7. Stockholm Slup; 8. Grönskär (59°21'); 9. Öland's Norre Udde (57°21'); 10. Ystad (55°25'); Côte occidentale de la Suède : 11. Winga (57°38'); 12. Hallö (58°20'); 13. Nord Koster (58°54'). — H, Courbe des pluies tombées à Helsingfors.



effet; mais si l'on réunit les vingt-quatre moyennes annuelles en six groupes de quatre années chacun, on obtient immédiatement pour le premier une valeur négative, pour le second une valeur positive, et pour les quatre groupes suivants des valeurs négatives.

Il y a donc, outre les oscillations saisonnières que révèlent les moyennes mensuelles, des oscillations de plus grande amplitude, qui embrassent des périodes plus longues<sup>1</sup>. Bien qu'on ne possède pas pour le Ladoga d'aussi longues séries d'observations, Tillo et Woeikof assurent cependant qu'on constate aussi sur ce lac des oscillations de plus longue durée; et à ce propos, on ne peut négliger de faire remarquer qu'à elle seule la Néva apporte annuellement au domaine de la Baltique une masse d'eau douce dont le volume n'est pas évalué à moins de 94 kilomètres cubes<sup>2</sup>.

Ainsi tel est, dans la Baltique, *le genre de mouvement de la ligne de rivage*: abstraction faite des influences locales ou temporaires, pression atmosphérique, échauffement direct par le soleil ou refoulement par les vents, on constate des *oscillations saisonnières*, subordonnées à l'influence des précipitations ou du dégel, et aussi des *oscillations à plus longue période, que révèle la succession des moyennes annuelles*, et qui présentent, *à l'heure actuelle*, des valeurs négatives prépondérantes mais non exclusives. En outre, les oscillations ont une amplitude plus considérable dans le Nord que dans le Sud.

En même temps, il ressort de cet exposé un inconvénient propre à la méthode de comparaison dont on s'est servi jusqu'ici : les moyennes des années du calendrier comprennent la seconde moitié de chaque maximum et la première moitié du suivant. C'est ainsi, comme le montre la figure 115, que la moyenne annuelle de 1874 renferme deux maxima, notamment dans les stations du Nord, à savoir le maximum de 1873 à 1874 et celui de 1874 à 1875. Les moyennes annuelles de Woeikof pour le Ladoga sont calculées par phases, c'est-à-dire de juin à mai.

La constatation de l'uniformité des oscillations donne un surcroît d'intérêt à la longue série d'observations précises faites depuis 1825 à l'écluse de Stockholm. Dans cette série encore, on voit les chiffres positifs et négatifs alterner, mais au total les valeurs

[1. Pour l'étude de ces oscillations, consulter le mémoire de R. Sieger, déjà cité, p. 393-448, et les tableaux annexes.]

2. A. Woeikof, *Les Rivières et les Lacs de la Russie* (Arch. des Sc. phys. et nat. Genève, 3<sup>e</sup> sér., XIII, 1835, p. 45 et suiv.); A. von Tillo, *Die Meereshöhe der Seen Ladoga, Onega und Ilmen, und das Gefälle des Ladoga-Sees* (Bull. Acad. Imp. Sc. S<sup>t</sup>-Petersbourg, XXX, 1886, p. 445-448).

positives le cèdent aux valeurs négatives. En réalité, sur les 50 différences des 51 moyennes annuelles de 1825 à 1875, il s'en trouve 23 positives et 24 négatives; trois fois seulement les moyennes annuelles successives ont été équivalentes. La somme des 23 déplacements vers le haut a atteint  $+ 1^m,42$ ; celle des 24 déplacements vers le bas  $- 1^m,89$ ; il reste donc une différence négative de  $- 0^m,47$ . Mais ce chiffre n'est que la différence des deux niveaux moyens de 1825 et de 1875; si, comme l'a fait Forssman, on applique à la série totale des observations l'équation d'une droite et si l'on procède ensuite d'après la méthode des moindres carrés, cette différence s'abaisse encore de  $- 0^m,47$  à  $- 0^m,187$ ; et ce dernier chiffre lui-même est affecté dans une large mesure par le minimum exceptionnel de 1875.

Ces circonstances montrent avec quelle précaution on doit utiliser les données qui n'ont d'autre base que des observations épisodiques, faites sur des repères entaillés dans la roche. La valeur des observations de cet ordre réside dans les périodes de temps beaucoup plus longues qu'elles embrassent, et pour lesquelles elles indiquent le caractère positif ou négatif de l'excès qui subsiste après compensation des mouvements de sens contraire; mais il va de soi que les chiffres trouvés ne peuvent être qu'approximatifs.

**4. Coup d'œil sur le déplacement négatif.** — Nous allons maintenant essayer de nous élever à un aperçu d'ensemble des données rassemblées jusqu'à présent; nous utiliserons, à cet effet, les chiffres fournis par les stations d'observations quotidiennes et par les stations d'été du Nord, ainsi que les lectures isolées faites sur des repères, en nous fondant principalement sur les matériaux si obligeamment communiqués par le Dr Holmström, et en y rattachant les résultats obtenus en Norvège et en Finlande. Pour chaque localité, le déplacement négatif moyen qui correspondrait à une année, dans l'hypothèse d'un mouvement uniforme, sera exprimé en centimètres, entre parenthèses.

En 1839, sur l'initiative de Schive, de nombreux points de la côte norvégienne furent pourvus de repères, et en 1865 Roll signalait un relèvement du plan d'eau moyen pour les repères situés dans la partie méridionale du pays. A cause de la grande amplitude des marées, ceux de la côte de l'Atlantique n'avaient pas fourni de chiffres utilisables; mais sur toute la côte nord du Skager Rak, on constatait dans les 17 postes d'observation échelonnés entre Stavanger et Moss un déplacement négatif faible, mais

général, qui atteignait en moyenne de 7 à 8 centimètres pour cette période de vingt-six ans (soit environ 0,3). Il convient toutefois d'enregistrer la déclaration expresse qu'en raison du petit nombre des observations, on n'est pas en droit d'accorder à ce résultat une portée absolument décisive<sup>1</sup>.

Sur la côte est du Kattegat sont situées les trois stations déjà nommées, où l'on procède à des observations ininterrompues : Nord-Koster, Hällö et Winga ; la concordance des oscillations qui s'y sont fait sentir avec celles de la côte suédoise de la Baltique, de 1825 à 1875, a déjà été signalée. Il s'y trouve aussi d'anciens repères, et Holmström a renouvelé les mesures en 1886. D'après ce savant, les chiffres relatifs aux années 1847-1886 doivent être considérés comme sûrs, et l'on obtient pour la période correspondante un mouvement négatif de 15 à 20 centimètres (0,4 à 0,5). Le repère le plus ancien de cette côte a été installé en 1770, à Marstrand, par Cronstrand, et depuis on s'en est souvent servi. On peut admettre pour cette période un mouvement négatif de 55? centimètres environ (0,47?)<sup>2</sup>. Aux Väderöarne, situées à quelque distance de la côte (58° 35'), semblent régner des conditions spéciales. Forsell y établit un repère en 1804; Lovén en 1850 y trouva — 59,5(?) centimètres (1,3?); les mesures ultérieures de Holmström, de 1850 à 1867 — 13,5 centimètres (0,79) et de 1867 à 1886 — 13,5 (0,7), indiquent de même un mouvement négatif plus marqué que dans les stations voisines. C'est là que se trouve la localité de Fjällbacka, déjà mentionnée, et dans son port le rocher de Gudmundskäret, dont Linné invoquait l'émersion progressive. En 1532, ce rocher était recouvert par la mer; en 1662, il faisait déjà saillie, mais la partie qui sortait de l'eau était si peu étendue qu'avec un chapeau on l'eût recouvert; en 1867, Holmström en détermina l'altitude à 131 centimètres au-dessus de la ligne des varechs. Ce point est certainement le plus frappant de toute la côte suédoise.

Le Dr Holmström fait remarquer qu'au-dessus de Fjällbacka se dresse une falaise verticale, haute de 250 pieds [75 m.]; elle est coupée par une crevasse large d'environ 2 mètres, béante jusqu'à une grande profondeur et certainement plus récente que les dépôts glaciaires qui couronnent le sommet. A son avis, ce crevassement indiquerait une dislocation en cours dans l'intérieur du massif, et

1. *Vandstands observationer, udgivet af den norske Gradmaalingskommission*, I. Hefte, in-4°, Christiania, 1882, p. 9.

2. Il existe deux lignes de 1770, dont la signification n'est pas absolument claire; j'adopte ici l'interprétation de Holmström.

ce phénomène rendrait compte de l'écart local constaté dans les mouvements des lignes de rivage.

On peut rappeler que c'est précisément au voisinage de ces îles, où le mouvement négatif acquiert une amplitude exceptionnelle, que des eaux de composition différente ont été observées par Ekman : au cours des temps, une légère modification dans l'allure des courants a bien pu contribuer à augmenter les différences.

A Varberg ( $57^{\circ} 6'$ ) se trouve le dernier point de la côte soumis à des mesures, et l'on manque de données sur la Scanie. On a depuis longtemps cité la petite île de Saltholm, dans le voisinage de Copenhague, comme attestant la fixité du niveau marin : elle serait submergée en automne et en hiver, et à sec en été seulement; son faite se trouverait donc compris entre les limites des oscillations annuelles, et cependant on la trouve mentionnée dès 1280<sup>1</sup>. Une confirmation récente des faits ne m'est pas connue; mais, on le remarquera, l'entrée méridionale de l'Öre-Sund et le Sund lui-même jouent au regard du régime de la Baltique le même rôle qu'une ouverture dans une digue : suivant la poussée des eaux et leur vitesse d'écoulement, il y règne donc, au point de vue des variations de hauteur verticale de la nappe liquide, d'autres conditions que dans les bassins ouverts. Les phénomènes passagers, tels que les tempêtes, disparaissent en grande partie dans les moyennes qui servent de base aux courbes; et ces courbes, on l'a vu, mettent en lumière la concordance des oscillations sur la côte est et sur la côte ouest; elles montrent en même temps que ces oscillations doivent nécessairement se faire sentir dans le Sund, sans toutefois y déterminer dans les niveaux moyens un déplacement vertical d'une égale amplitude.

Pour Ystad j'ai sous les yeux des données contradictoires; sur la côte du Blekinge, il se produit un mouvement négatif dont le taux n'est pas exactement fixé. Les renseignements dont on dispose sur Skallö près Kalmar ( $56^{\circ} 41'$ ) portent qu'en 1760 Wikström y installa un repère, après avoir fait pendant plusieurs années des observations quotidiennes pour en déduire le véritable niveau moyen; plus tard Frigelius, en 1802, et Siljeström, en 1844, trouvèrent le plan d'eau presque exactement concordant avec l'ancien repère. A la vérité, il est difficile de dire si dans l'étroite passe de Kalmar régnaient des conditions semblables à celles qui paraissent prédominer dans le Belt, et l'on n'est guère fixé sur la valeur qu'il

1. K. v. Hoff, *Geschichte der natürlichen Veränderungen*, I, p. 439; Ch. Lyell, *Principles of Geology*, 11<sup>th</sup> ed., II, p. 181, et dans d'autres publications.

convient d'attribuer à ces observations anciennes ; ce qui est certain, c'est que Holmström a constaté ici encore, de 1844 à 1886, un mouvement négatif, qui atteint 17 centimètres (0,4). Quant aux chiffres trouvés par Forssman pour Utklippan (station d'été, 55° 57') et Öland's Norre Udde (57° 22'), pour la période 1852-1875 (0,67 et 0,23), je n'ose les comparer avec le précédent, parce qu'ils ont été obtenus par le calcul.

Le mouvement négatif était autrefois général vers le nord jusqu'à Landsort (58° 45'), ; tout récemment, on a cru trouver dans le voisinage de cette localité des indices d'un mouvement positif, mais la preuve n'en est pas faite.

Il a déjà été question de Stockholm (59° 40') ; les stations avoisinantes de Grönskär (59° 17') et de Vedlösa (59° 51') concordent absolument avec Stockholm. D'après Nordenskjöld et Forssman le mouvement a atteint, à Stockholm, de 1774 à 1825 — 30 centimètres (0,59), de 1825 à 1852 — 11 centimètres (0,41), et de 1852 à 1875 — 8 centimètres (0,32) ; au total, pour 101 ans, — 49 centimètres (0,49).

Ensuite il n'y a plus en Suède que des repères et des stations d'été. Pour Djursten's Fyr (60° 22'), Forssman n'obtient, de 1852 à 1874, que — 3 centimètres (0,13) ; ce point est situé juste au-dessus de la mer d'Åland, mais de tels calculs, fondés sur des observations d'été, ne permettent aucun rapprochement. Il y aurait lieu de rechercher si cette fosse résulte d'une excavation, peut-être sous l'influence des glaces. A partir de ce point, l'amplitude du mouvement négatif paraît croître vers le nord. Dès Löfgrundet (60° 45'), où se trouve un repère établi par Rudman en 1731, elle est notable, et surtout très forte entre 63° et 64°, où elle atteint plus de 1 centimètre par an ; toutefois, depuis 1850, elle semble plus faible qu'auparavant. La plus grande différence totale est fournie par le rocher de Ratan (64°), où un repère avait été établi par Hellant : pour la période 1749-1869 (120 ans), elle est de — 123 centimètres. Là, nous nous trouvons déjà au delà du seuil des Qvarken. A Storebben (65° 15'), Hellant aménagea aussi un repère en 1750 ; les données prêtent à une double interprétation, et donnent pour la période 1750-1869 — 122 centimètres (1,02) ou — 155 centimètres (1,3). En tout cas, ici encore, le mouvement négatif est très considérable, mais ici encore les lectures permettent de constater une décroissance pour les dernières décades. Le feu de Malörn (65° 32') n'est en observation que depuis 1852 ; le chiffre calculé par Forssman n'est que de — 8 centimètres (0,32).

Sur la côte ouest de Finlande, Holmström a insisté sur les repères établis par Klinzius en 1755 à Bergö (Vargö, 63°) et à Rönnskär (éloigné de 30 kilomètres vers le N.W.); ils témoignent d'un mouvement particulièrement uniforme; ainsi Bergö a donné, de 1755 à 1785, d'après Schultén. — 43 centimètres (1,43); de 1785 à 1797, d'après C. P. Hallström, — 50 centimètres (1,20); de 1797 à 1821, d'après Brodd. — 35 centimètres (1,46); et de 1821 à 1852, d'après Stjerncreutz. — 11<sup>cm</sup>.5 (0,35); donc de 1755 à 1852 — 96<sup>cm</sup>.5 (1,0). Quant à Rönnskär, d'après Hallström, on a noté de 1755 à 1797 — 50<sup>cm</sup>.5 (1,20), et d'après Brodd, de 1797 à 1821, — 34<sup>cm</sup>.5 (1,44).

Au château d'Åbo (60° 25'), Gadolin, en 1750, a déterminé la hauteur des eaux: en 1841, ce niveau était de 52<sup>cm</sup>.5 plus bas (0,57). D'après les observations qui correspondent à la période 1858-1872 et en s'appuyant sur les anciens repères, Moberg croyait pouvoir admettre en 1873 un mouvement de 59<sup>cm</sup>.67 par siècle. Les courbes fortement accidentées, mais d'allure uniforme, que permettent de dresser pour la Finlande les observations faites depuis cette date ont déjà été mentionnées.

Les observations de Moberg ne s'appliquent pas seulement à la côte occidentale de la Finlande, mais aussi à une grande partie de la rive septentrionale du golfe de Finlande. A la naissance de ce golfe, près du château de Monplaisir, non loin de Peterhof, F. Schmidt a encore relevé des traces très nettes d'un mouvement négatif récent, et de même, mais avec moins de netteté, au château de Tolsburg, non loin de Port Kunda, sur la côte sud du golfe. Par contre, la côte orientale d'Ösel n'a pas fourni de témoignages certains<sup>1</sup>.

Plus au sud, le mouvement semble décroître, et sur les côtes allemandes des séries d'observations très longues ont fini par amener à ce résultat, après bien des hésitations: c'est que, au cours des temps, les oscillations secondaires se compensent d'une manière complète, et que, par suite, il ne se produit pas de mouvement continu dans un sens déterminé, soit négatif, soit positif<sup>2</sup>.

Ainsi donc, en Suède et en Finlande, il y a partout mouvement négatif, mais au siècle dernier ce mouvement était plus accentué. Toutefois, là même où il a atteint sa plus grande ampli-

1. F. Schmidt, *Einige Mittheilungen über die gegenwärtige Kenntniss der glacialen und post-glacialen Bildungen im silurischen Gebiet von Estland, Oesel und Ingermanland* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXVI, p. 272).

[2. Voir ci-dessus, p. 648, note 1.]

tude et quand les repères remontent à plus d'un siècle, il n'a pas dépassé — 123 centimètres (Ratan, 64°) ou peut-être — 155 centimètres (Storebben, 65°15'); à ces localités correspondant aux valeurs maxima s'ajoute, avec le chiffre probable de — 150 centimètres, Gudmundskäret dans le voisinage de Fjällbacka (Kattegat), où le phénomène est peut-être en rapport avec des circonstances locales.

C'est dans le Nord que les indices sont le plus accusés. Encore à Stockholm, on constate nettement ce mouvement négatif, mais il n'est pas aussi fort qu'en face, à l'entrée du golfe de Finlande, dont l'apport d'eau douce est si considérable. Ce mouvement se propage le long des côtes de Suède, avec un arrêt inexplicable à Kalmar pendant les premières années d'observation. Il continue à se faire sentir jusqu'au delà de Carlskrona; mais pour le Sud les renseignements sont incomplets et peu sûrs. Dans l'Öre-Sund, il semble beaucoup plus faible, puis il reparait avec une grande régularité, quoique l'amplitude en soit médiocre (à l'exception des Väderöarne), sur la côte du Kattegat, accompagnant toujours le courant de sortie de la Baltique. Des traces peu nettes se montrent encore le long de la côte sud de Norvège jusqu'au delà du Lindesnæs et jusqu'aux abords de Stavanger, aussi loin que l'eau moins salée de la Baltique continue à former un courant indépendant.

En revanche, sur les côtes danoises et allemandes situées en face, on n'observe aucune trace de ce mouvement; dans ces parages, il se produit un échange plus large des eaux par les Belts; jusqu'à Pillau, la Baltique se trouve au niveau de l'Océan, et l'on ne peut discerner ni mouvement négatif, ni mouvement positif.

Il y a lieu de se demander s'il est possible d'assigner à ce grand phénomène *une limite dans le temps*. Browallius oppose à Celsius le fait que, dans l'Ouest de la Finlande, on a trouvé de très vieux arbres à une faible hauteur au-dessus de la mer. Les chiffres sont empruntés à un mémoire de Gadd. Un pin, âgé de 310 ans fut trouvé à Biernö à 2 aunes au-dessus du niveau de l'eau; si l'eau, dit Browallius, s'abaissait réellement de 45 pouces par siècle, il faudrait que cet arbre se fût trouvé sous l'eau pendant 220 ans. Mêmes conclusions à propos d'un pin du Kirchen-Sund, près de Hitis, âgé de 282 ans, et situé à 1 aune au-dessus de l'eau; de chênes, ayant dépassé 300 ans, à une altitude de 3 aunes, et d'autres exemples encore<sup>1</sup>. Quoique ces mesures d'altitude ne

1. Browallius, *Historische und physikalische Untersuchung*, p. 241 et suiv.

soient évidemment qu'approximatives, elles donnent cependant la démonstration d'un fait de la plus haute importance. Ce fait n'a jamais été contesté; au contraire, Lyell lui-même déclare qu'il a vu près de Stockholm des chênes plusieurs fois séculaires situés à 8 pieds seulement au-dessus de la mer <sup>1</sup>. Högbom a effectué des mesures de ce genre dans le Vesterbotten, c'est-à-dire sur la partie des côtes suédoises où le mouvement atteint sa plus grande amplitude : dans les anses, la mer est longée d'abord par une bande dénudée qui correspond aux limites de l'oscillation annuelle; au-dessus vient une étroite bordure de taillis d'aulnes, puis la forêt de sapins. A 3 pieds au-dessus de la bordure d'aulnes s'élèvent, à Kallviken, des sapins ayant 55 à 60 ans. A supposer que les oscillations annuelles soient restées les mêmes, le mouvement négatif ne peut avoir dépassé 3 pieds (89 cm.) dans les cinquante dernières années <sup>2</sup>. Les chiffres notés pour les repères sont partout plus faibles que cette quantité.

Revenons maintenant aux observations anciennes, et adoptons les années 1730 à 1740 comme représentant à peu près la date moyenne des observations les plus importantes de Celsius, de Linné et de Browallius. A cette époque, Celsius évaluait le mouvement négatif à 4 pieds 5, par siècle, ou 1<sup>cm</sup>,33 par an. Les lectures faites à la pierre de Ratan (64°) donnèrent pour 1749-1774 1<sup>cm</sup>,44, et celles de la pierre de Storebben (65°45') pour 1750-1785 1<sup>cm</sup>,43 par an. Sur la côte ouest de Finlande le déplacement aurait été, pour la même période, de 1<sup>cm</sup>,2 environ. La concordance avec l'évaluation de Celsius est certainement très remarquable. Mais il est absolument impossible de concilier avec les faits signalés par Browallius, sur le site des vieux arbres, l'hypothèse qu'un mouvement d'une pareille amplitude durerait depuis une époque quelque peu reculée. Pourtant, dès 1700, Davidson avait installé un repère dans le Nord; en 1702, Hjärne publiait des remarques sur l'abaissement du plan d'eau, et d'après les renseignements de l'époque, la baisse doit avoir été très marquée, alors que dans les dernières décades de notre siècle se fait sentir une décroissance générale du phénomène.

Il semblerait, d'après cela, que le mouvement négatif ait été particulièrement accusé à la fin du xvii<sup>e</sup> et au commencement du

1. Ch. Lyell, *On the Proofs of a gradual Rising of the Land in certain parts of Sweden* (Phil. Trans., CXXV, 1835, p. 13).

2. A. G. Högbom, *Om sekulära höjningen vid Vesterbottens kust* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., IX, 1887, p. 19-25).

xviii<sup>e</sup> siècle; ce mouvement serait actuellement en décroissance.

On doit également tenir compte des réserves qu'exprime Grewingk, non pas sans doute contre la réalité du mouvement négatif en général, mais contre l'hypothèse de sa continuité, en se fondant sur l'examen de certains débris préhistoriques. Nous venons de mentionner les traces négatives observées au château de Tolsburg, sur la côte sud du golfe de Finlande. Or, à peu de distance au-dessus de Tolsburg, à Kunda, se trouve, à 130 pieds [40 m.] au-dessus de la mer, une marne blanche, riche en calcaire; elle représente le dépôt d'un lac d'eau douce, et renferme de nombreux vestiges d'une tribu adonnée à la chasse et à la pêche, en même temps que des restes d'un brochet de très grande taille. L'âge de cette station est évalué à 2000 ans environ; mais, diminuât-on de la moitié le taux du mouvement négatif aujourd'hui constaté sur les côtes de Finlande, le lac de Kunda, il y a 2000 ans, n'en eût pas moins été submergé. A partir du Salis, cours d'eau qui se déverse du lac de Bustneck dans le golfe de Riga, s'étend la colline appelée Rinne, long amoncellement de « rebuts de cuisine »; l'existence de cet amas témoigne contre toute modification notable de la ligne de rivage, dont les effets auraient été en s'ajoutant dans le cours des siècles. Au contraire, de la présence d'huîtres dans les « rebuts de cuisine » Baer a conclu qu'autrefois la mer, vers les issues de la Baltique, et surtout en Seeland et en Fionie, aurait été plus salée qu'aujourd'hui. Les châteaux de Werder (bâti en 1284) et d'Arensberg (bâti en 1221) donnent l'impression, d'après Grewingk, que depuis des siècles les choses n'ont pas changé<sup>1</sup>.

Ainsi, les résultats sont les suivants :

Des fleuves nombreux déversent à la Baltique et à ses annexes, les golfes de Botnie, de Finlande et de Riga, de très grandes quantités d'eau douce; cette mer ne communique qu'imparfaitement avec l'Océan, et n'a, en conséquence, qu'une faible salinité. Dans ses parties les plus lointaines, l'eau peut même devenir potable. Des courants puissants se meuvent des golfes intérieurs vers la Baltique. Dans les Belts, on constate des courants de fond

1. C. Grewingk, *Die neolithischen Bewohner von Kunda in Esthland* (Verhandl. Esthnisch. Gesellsch. zu Dorpat, XII, 1884, p. 1-133, cartes); K. v. Baer, *Ueber ein neues Project, Austerbänke an der russischen Ostsee-Küste anzulegen* (Bull. Acad. Imp. Sc. St-Petersbourg, IV, 1862, p. 35-47). [Voir aussi B. Doss, *Postglaciale Hebung des Rigaer Strandes, mit einem Beitrag zur Kenntniss des Torfschiefers* (Korrespondenzblatt d. Naturf.-Vereins Riga, XL, 1898, p. 163-185); E. Geinitz, *Der Conventer See bei Doberan* (Mittheil. u. d. Grossh. Mecklenb. Geol. Landesanst., IX, 1898).]

salés et des courants supérieurs de déversement moins salés; par l'Öre-Sund, l'eau salée ne pénètre qu'exceptionnellement dans la Baltique. Un fort courant d'eau de la Baltique longe, à partir de l'Öre-Sund, les côtes scandinaves jusqu'au cap Lindesnæs et se perd dans l'Océan.

Les côtes allemandes, à l'exception de Memel, offrent un plan d'eau de même altitude que l'Océan. Pour le Nord, on ne possède pas de nivellements récents; les anciennes mesures attestent un relèvement notable du plan d'eau dans le golfe de Finlande, et le fait est plus accusé encore dans le golfe de Botnie.

On constate que le mouvement négatif se fait sentir actuellement depuis la baie de Botnie et le golfe de Finlande jusque dans le Skager Rak, tout le long des côtes de Suède; il est possible qu'il continue à régner le long des côtes de Norvège jusqu'au cap Lindesnæs et à Stavanger. Ce mouvement accompagne le courant de sortie de la Baltique, formé d'eau peu salée. Sur la côte du Jutland et sur la côte allemande, il ne se produit pas. Dans les étranglements du Sund, il paraît être beaucoup plus faible.

Pour la côte de Finlande et la côte est de la Suède, les moyennes mensuelles mettent en évidence une oscillation qui se reproduit tous les ans. La montée des courbes est déterminée par la crue des cours d'eau, lors de la débâcle des glaces et de la fonte des neiges, et par les précipitations. Les courbes des moyennes mensuelles de la côte ouest sont analogues, mais la montée se produit un peu plus tard, et persiste moins longtemps; dans ces parages, on distingue sur la côte trois couches d'eau: la couche supérieure, dont l'épaisseur va jusqu'à deux brasses et qui est constituée par l'eau des fleuves du voisinage, au-dessous le courant de sortie de la Baltique, et plus bas encore les eaux de fond, plus lourdes, du Kattegat.

Les courbes des moyennes annuelles de 1852 à 1875 expriment, d'après Forssman, une concordance frappante entre les oscillations de la côte est et celles de la côte ouest: par exemple, les moyennes annuelles élevées sur la côte est correspondent chaque fois à un haut niveau sur la côte ouest, et ainsi de suite. Cependant les courbes de la côte ouest présentent moins d'écart entre les valeurs extrêmes. A Fjällbacka semble se manifester une influence locale quelconque.

A en juger par la situation des vieux arbres, le mouvement négatif paraît avoir été sensible dès la fin du xvii<sup>e</sup> siècle; il s'est continué au xviii<sup>e</sup> siècle, et il est aujourd'hui en décroissance.

Mais la phase actuelle ne peut guère avoir commencé fort longtemps avant la fin du xvii<sup>e</sup> siècle.

De tout cela il ressort, à mon avis, que Nordenankar, Chambers et Stjernereutz ont sainement apprécié ce phénomène. Il s'agit là d'une question de climatologie et d'hydrostatique, non de géologie tectonique : *la Baltique se vide, les côtes ne se soulèvent pas*<sup>1</sup>. A supposer que l'on voulût bien accorder la possibilité d'un soulèvement aussi étendu de la lithosphère, il n'en resterait pas moins absolument incompréhensible que ce soulèvement se trouvât limité aux côtes suédoises et aux parages longés par le courant qui sort de la Baltique, tandis que sur les côtes où s'opère le plus actif échange des eaux, c'est-à-dire sur les côtes danoises et allemandes, il ne se ferait pas du tout sentir. Les moyennes mensuelles, qui varient suivant les saisons, démontrent d'une façon irréfutable que la hauteur du plan d'eau est subordonnée à l'influence des apports venant de la terre ; de plus, les moyennes annuelles dénotent une telle uniformité sur la côte est et la côte ouest de la Suède, malgré l'alternance continuelle des mouvements positifs et des mouvements négatifs, qu'on ne saurait en aucune façon les faire cadrer avec l'hypothèse de mouvements de l'écorce terrestre.

Nordenankar a laissé ouverte la question de savoir si la décroissance de la quantité d'eau est causée par une diminution des apports ou par un élargissement des issues. Si la secoude de ces hypothèses était exacte, il faudrait qu'au débouché de l'Öre-Sund le volume du courant de sortie eût augmenté ; or ce volume diminue, donc il s'agit bien d'une diminution dans l'alimentation. D'autre part, la décroissance actuelle du mouvement négatif devrait se traduire par un accroissement graduel des précipitations. Malheureusement, nous ne possédons pas de données authentiques sur les changements séculaires que subit le taux des précipitations dans cette

[1. Les études poursuivies depuis dix ans semblent indiquer que les causes d'ordre climatologique ne suffisent pas pour rendre compte des déplacements observés : pour MM. Brückner et Sieger, comme pour beaucoup de savants suédois et étrangers, il faut revenir à l'hypothèse d'un mouvement du sol ; Ed. Brückner, *Über Schwankungen der Seen und Meere* (Verhandl. IX. Deutsch. Geographentages in Wien, 1891, p. 209-223) ; R. Sieger, *Mém. cité* ; A. Supan, *Grundzüge der Physischen Erdkunde*, 2. Aufl., p. 288 ; A. de Lapparent, *Traité de Géologie*, 4<sup>e</sup> éd., 1900, p. 582-591). A cet égard, on doit remarquer que l'allure des courbes tracées par R. Sieger pour représenter les variations d'amplitude du déplacement actuel (*Mém. cité*, pl. 7 ; reprod. dans A. de Lapparent, *Ouvr. cité*, p. 585) est tout à fait analogue à celle des isobases post-glaciaires obtenues par G. de Geer (*Om Skandinaviens geografiska utveckling efter istiden*, 1896, atlas) et par W. Ramsay (*Fennia*, XVI, n<sup>o</sup> 1, 1898 ; reprod. par E. Haug, *Revue générale des Sc.*, X, 1899, p. 633), c'est-à-dire qu'elles se moulent avec une grande exactitude sur les contours du massif fenno-scandinave.]

région. Rubenson trouve que les chiffres anciens relatifs à des localités voisines se contredisent, et par suite ne peuvent être utilisés. Blytt conclut d'un grand nombre de circonstances, et à bon droit, sans doute, que [la Scandinavie a subi de grands changements climatiques, mais on ne peut dire avec certitude de quelle nature est la phase actuelle. Les données rassemblées par Heim sur les glaciers scandinaves ne conduisent pas à des résultats bien nets. Svenonius a trouvé en Laponie, dans beaucoup d'endroits, les traces d'un revêtement forestier de conifères aujourd'hui disparu, qui dépassait même la région des bouleaux, et cela parfois à plusieurs milles des bois de conifères qui subsistent encore. Il existe des points que les Lapons appellent « Tsuoptsa », et où persistent d'une année à l'autre de grandes taches de neige; durant les chaleurs de l'été, on y pousse les rennes. Au dire des Lapons, de mémoire d'homme les « Tsuoptsa » vont gagnant en étendue et leur nombre augmente. Il semblerait d'ailleurs que certaines phases climatiques s'appliquent au globe tout entier<sup>1</sup>.

Si les écarts mensuels affectent leur plus grande amplitude au fond du golfe de Botnie, c'est parce qu'il s'y produit de l'est et de l'ouest un abondant apport d'eau douce et que les chances de s'établir, pour un régime uniforme, y sont moindres. Le mouvement négatif dont la démonstration constitue le résultat final de l'ensemble des observations effectuées depuis un siècle atteint son maximum dans le Nord, parce que, sous l'empire des conditions analysées plus haut, la pente générale du bassin de la Baltique se modifie, et que ce phénomène doit atteindre son expression la plus nette dans les parties les plus éloignées des issues d'écoulement. On a cru autrefois que le soulèvement de la terre ferme continuait à augmenter vers le nord et qu'il atteignait son maximum au cap Nord; mais je ne connais ni pour le cap Nord, ni pour aucun autre point des côtes nord et ouest de la Norvège, de preuve authentique d'un mouvement négatif qui affecterait actuellement la ligne de rivage.

Cette dernière circonstance a attiré l'attention d'Erdmann et de Lovén, qui s'en sont occupés dans le mémoire remarquable, déjà mentionné, où ils démontraient la nécessité de procéder à une

1. A. Blytt, *On variations of climate in the course of time* (Christiania Vid. Selsk. Forhandl., 1886, n° 8, p. 21-24); et dans beaucoup d'autres publications; A. Heim, *Handbuch der Gletscherkunde*, in-8°, Stuttgart, 1885, p. 517; Fr. Svenonius, *Studier vid svenska jöklar* (Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n° 67; Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., VII, 1884, p. 5-38, pl. 1-3, cartes). [Voir aussi les rapports annuels de la *Commission internationale des Glaciers*.]

enquête méthodique <sup>1</sup>. Pour ces savants, la Baltique doit bien être regardée comme un lac intérieur, dont l'excès d'eau douce est gêné dans son écoulement par un barrage de terres et d'îles et dont le niveau, par suite, ne concorde probablement pas avec celui de l'Océan; ils discutent la diminution des apports et de la pente, mais ajoutent que la vaste surface de la Baltique ne pourrait guère en subir l'influence dans la proportion que révèlent les repères. Néanmoins, disent-ils, il est impossible de fixer le taux du soulèvement que subit le sol avant de connaître le taux de l'abaissement éventuel du plan d'eau. Quant aux inégalités de mouvement qu'indiquent les anciens repères, on doit les rapporter à des mouvements de la terre elle-même, et le phénomène est peut-être en relation de cause à effet avec les ébranlements qui se produisent çà et là dans l'écorce.

On retrouve les mêmes tendances, mais exprimées d'une façon beaucoup plus précise, dans les conclusions du D<sup>r</sup> Holmström, à qui je suis redevable de tant d'éclaircissements précieux : les déplacements observés sur la côte ouest de la Suède et sur la côte de Finlande seraient si concordants qu'on ne pourrait guère en rendre compte par un mouvement séculaire de la lithosphère. Cependant certains faits constatés sur la côte ouest de la Suède (Fjällbacka) autoriseraient à penser qu'on a parfois affaire à des dislocations locales de la croûte terrestre, à la production de failles, par exemple <sup>2</sup>.

Que sur ce point l'on puisse ou non démontrer qu'il s'est pro-

1. Erdmann et Lovén, Öfvers. K. Sv. Vet.-Akad. Handl., VII, 1830, p. 45.

2. En ce qui concerne un second cas, qu'il y aurait lieu de signaler ici, le D<sup>r</sup> Holmström écrit : « A *Södra Stücket* (59°18', au S.E. de Stockholm), on cura en 1704 le passage entre Vermdön et la terre ferme pour faciliter la navigation. On pratiqua alors, de chaque côté du passage, à *égale altitude*, c'est-à-dire à 12 pieds au-dessus du plan d'eau, une encoche. En 1855 on soumit ces repères à une mesure, et l'on reconnut qu'ils ne se trouvaient plus à la même hauteur : l'une des deux était de 1 pied 16 (34<sup>cm</sup>,5) plus haute que l'autre, leurs cotes étant respectivement de 14 pieds 94 et 13 pieds 79 au-dessus du plan d'eau. Une mensuration effectuée en 1879 donna les altitudes de 14 pieds 73 et 13 pieds 67, soit une différence entre les deux repères de 1 pied 06 (31<sup>cm</sup>,5). Les mesures de 1855 et de 1879 concordent donc assez bien. Si l'on pouvait regarder comme exact le nivellement de 1704, ces deux points, distants de 131 mètres environ, auraient donc subi jusqu'en 1855 un exhaussement inégal, la terre ferme s'étant élevée d'environ 2 pieds 95 (0<sup>m</sup>,87) et l'île de 1 pied 79 (53<sup>cm</sup>,25) au cours de 151 années; ce qui donne des moyennes de 0<sup>cm</sup>,58 et de 0<sup>cm</sup>,35 par an. De 1855 à 1879, au contraire, il ne se serait pas produit de modification essentielle dans la hauteur relative des deux points; par contre, leur situation, par rapport au niveau de la mer, indiquerait plutôt un affaissement qu'un exhaussement. Ces observations remarquables sur le mouvement inégal de points très rapprochés sont jusqu'à présent isolées... On n'en peut pas tirer une conclusion certaine. » Dans un autre passage, le D<sup>r</sup> Holmström envisage la possibilité d'une faille. Erdmann est d'avis qu'une erreur se serait introduite à l'origine, lors de l'établissement des repères, et A. Börtzell discute l'origine probable de cette erreur dans Öfvers. K. Sv. Vet.-Akad. Förhandl., XXXVI, 1879, n° 9, p. 87, note 2.

duit une dislocation de ce genre, très localisée, la chose n'en reste pas moins absolument différente du soulèvement uniforme du continent jusque par-delà le cap Nord que conjecturait Léopold de Buch, ou du mouvement de bascule de la presqu'île tout entière que croyait reconnaître Lyell.

Ainsi, au regard du soulèvement général et séculaire de la péninsule scandinave, qui est avenu le point de départ de la théorie du soulèvement, on manque de preuves certaines. L'uniformité des oscillations, qui, sauf de rares exceptions, se dégage de plus en plus nettement des observations journalières récentes montre bien plutôt qu'il faut expliquer les faits par une diminution des apports dans ces bassins presque fermés; et la dépendance évidente que les plus fortes perturbations du niveau des eaux manifestent vis-à-vis des fluctuations anormales survenues dans le taux des précipitations conduit au même résultat<sup>1</sup>.

5. **Tourbières et forêts affaissées de la mer du Nord.** — La Manche, ce bras de mer qui sépare la France de l'Angleterre, s'ouvre vers l'ouest et se resserre vers l'est. En même temps sa profondeur diminue vers l'est, et dans le voisinage du point le plus étroit se trouve un seuil sous-marin. Le flot de marée arrive de l'ouest, pénètre avec force dans le Pas de Calais et s'écoule par-dessus ce haut-fond dans la mer du Nord<sup>1</sup>.

Cet état de choses a conduit à supposer que la Manche elle-même formait à l'origine un golfe s'ouvrant vers l'ouest; les marées auraient détruit, de concert avec les tempêtes, une langue de terre qui rattachait jadis l'Angleterre au continent. Dès 1717, Musgrave écrivait : « *Concludimus... Britanniam non jam inde ab initio*

1. E. Brückner est dernièrement arrivé au même résultat (Der Naturforscher, herausgegeben v. O. Schumann, in-4°, Tübingen, 1887, p. 291-293) [et *Die Schwankungen des Wasserstandes im Kaspischen Meer, dem Schwarzen Meer und der Ostsee in ihrer Beziehung zur Witterung* (Annalen der Hydrogr., IV, 1888, 13 p.); on a vu que de nouvelles recherches ont amené ce savant à modifier son opinion (ci-dessus, p. 667, note 1).]

[2. Sur la propagation des marées dans la Manche, voir C. Börgen, *Annalen d. Hydrogr.*, 1898, p. 414-421, 462-474, et C. H. Seemann, *Zwölf Stromkarten für jede Stunde der Tide bei Dover*, Hamburg, 1897. Pour une étude du régime de cette mer, voir H. N. Dickson, *The physical conditions of the Waters of the English Channel* (Scottish Geogr. Mag., IX, 1893, p. 17-28, 2 pl.). Sur les mouvements des eaux le long de la côte des Pays-Bas, voir H. Blink, *Eenige mededeelingen over de beweging des waters langs de Nederlandsche kusten in verband met de deltavorming* (2. Nederl. Naturw. u. Geneesk. Congres, Leiden, 1889). Sur la configuration du lit de la mer du Nord, consulter C.-J. Van Mierlo et Em. Spyschaert, *Carte générale de la partie méridionale de la mer du Nord, dressée d'après les sondages les plus récents*, 1 : 400 000, Bruxelles, Soc. Belge de Géologie, 1897, et la *Nord-See Fischereikarte* à 1 : 1 200 000, publiée par le Reichs-Marine-Amt de Berlin en 1898.]

*fuisse Insulam, sed ex Paene-Insula factam : idque ut videtur, a Vento e saevioribus aliquo, cum Maris aestu concurrente et Isthmum perrumpente.* » Buache partageait cette opinion, et en 1751 Desmarets s'en fit le défenseur dans un excellent mémoire<sup>1</sup>.

La Baltique nous a déjà offert un exemple de la difficulté qu'on éprouve à se prononcer avec certitude sur des événements aussi lointains, et nous a montré comment l'examen minutieux des phénomènes met en lumière une complexité infiniment plus grande qu'on ne le soupçonnait à l'origine. Pour constater qu'ici encore il y a eu des alternances multiples, il suffira de considérer la coupe des falaises de Sangatte, près de Calais. La partie supérieure est formée, sur 3 à 7 mètres, par un amas de silex entiers ou en fragments, emballés dans du sable brun; on n'y a pas trouvé de fossiles. La seconde couche, puissante de 15 à 20 mètres, consiste en une craie remaniée, avec des intercalations irrégulières de sable; on y a recueilli *Elephas primigenius*, *Succinea oblonga*, *Pupa*, *Helix*, etc. Il s'agit donc ici d'une formation continentale, contenant une faune analogue à celle du loess, formation qui est coupée brusquement du côté de la mer et indique sans doute une communication terrestre avec l'Angleterre. Mais au-dessous de cette couche apparaît, d'après Robbe et Barrois, un sable marin grossier avec *Purpura lapillus*, *Littorina littorea*, *Tellina baltica* et d'autres espèces qui caractérisent la faune littorale actuelle de la mer du Nord. On devrait en conclure que dans ces parages, avant que l'Angleterre fût rattachée au continent, la mer existait déjà, et l'on voit en même temps que la faune marine actuelle est antérieure au Mammouth<sup>2</sup>.

L'antiquité ne nous a laissé aucune tradition propre à nous renseigner sur les événements qui auraient séparé la Grande-Bretagne, car les mots souvent cités de Virgile : « *Penitus toto divisos orbe Britannos* », ne peuvent guère être regardés comme tels. On sait aussi qu'aux environs de l'an 330 avant J.-C., Pythéas de Marseille a fait voile à travers la Manche. D'autre part, Nilsson le premier a cru reconnaître dans les brusques débordements des eaux marines et dans les destructions subies par les rives de la mer

1. Guill. Musgrave, *De Britannia quondam paene Insula, Dissertatio* (Phil. Trans., London, XXX, 1717, p. 589-602); Nic. Desmarets, *L'ancienne jonction de l'Angleterre à la France, ou le détroit de Calais, sa formation par la rupture de l'Isthme*, etc. Ouvrage couronné par l'Académie d'Amiens en l'année 1751; réimprimé par MM. Mac Kean et Cie, in-8°, Paris, 1875, carte.

2. Ch. Barrois, *Note sur la Faune quaternaire de Sangatte* (Annales Soc. Géol. du Nord, VII, 1879-1880, p. 181-183). [Voir aussi H. E. Sauvage, *Le Mammouth dans la partie sud de la Mer du Nord*, in-8°, 11 p., Boulogne-s.-M., 1899.]

du Nord les traces du déluge Cimbrique, mentionné par plusieurs auteurs de l'antiquité; ce cataclysme, vers 360 à 350 avant J.-C., aurait forcé les Cimbres à chercher de nouveaux foyers, ainsi que l'écrivit Florus : « *quum terras eorum Oceanus inundasset* »<sup>1</sup>. Beaucoup d'observateurs, à la suite de Nilsson, ont adopté cette hypothèse. Mais il existe, pour les côtes de l'Angleterre<sup>2</sup>, de la Hollande<sup>3</sup> et du Danemark occidental, de nombreux documents relatant des irruptions soudaines de la mer, qui se sont produites depuis cette époque et dont les traces ont subsisté en partie jusqu'à nos jours. Ces événements ont parfois affecté le caractère de vrais déluges; ainsi l'inondation de 1277, qui donna naissance au Dollart, à l'embouchure de l'Ems, et qui passe pour avoir détruit 43 paroisses et coûté la vie à 80 000 personnes en Frise; ainsi encore la grande « Mandrankel » (noyade) du 8 septembre 1362, qui anéantit 30 paroisses et enleva de notables fragments des îles de Sylt et de Föhr. La grande inondation de Noël 1717 noya, au témoignage d'*Arends* et d'*Eilker*, 10 828 personnes et 90 000 têtes de bétail. De tels chiffres rappellent les catastrophes qui se produisent dans les mers de l'Inde<sup>4</sup>.

En ce qui concerne le Zuyderzee, voici ce qui ressort des re-

1. S. Nilsson, *Skandinaviska Nordens ur-invånare*, in-8°, Lund, 1838-1843, p. 89-92. et *Skandinavisk fauna, Däggdjur*, 2. uppl., 1847, Introduction, p. IX; Maak, *Die Dünen Jütlands* (Zeitschr. f. allg. Erdkunde, Berlin, Neue Folge, XIX, 1865, p. 204 et suiv.); M. W. Fack, *Die Cimbrische Fluth in ihrer Einwirkung auf dem Boden von Kiel* (Mittel. naturw. Verein Kiel, IX, 1868), etc. — Bien plus osée encore est la thèse de Tardy, qui cherche à démontrer qu'au ix<sup>e</sup> siècle il se serait produit dans les tourbières de Flandre et dans les constructions élevées par Théodoric, à Ravenne, des mouvements opposés; il va même jusqu'à interpréter une grande inondation de marée du xxiii<sup>e</sup> siècle av. J.-C. comme le déluge de Moïse; Tardy, *Comparaison entre deux oscillations contemporaines* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., II, 1873-74, p. 222; IV, 1875-76, p. 326-329, et VI, 1877-78, p. 148-151).

[2. Pour une bibliographie des transformations éprouvées par les côtes anglaises pendant la période historique, voir W. Whitaker, *Chronological List of Works on the Coast-Changes and Shore-Deposits of England and Wales* (Rep. British Assoc. Adv. Se., LV, 1885, p. 442-465; LXV, 1895, p. 388-392); sur la part de l'érosion marine, consulter le rapport de C. E. De Rance (Ibid., LXV, 1895, p. 352-388).]

[3. Sur l'histoire du littoral des Pays-Bas, voir A. Penek, *Das Königreich der Niederlande* (in Kirchoff, *Länderkunde von Europa*, I, 2. Hälfte, in-8°, Wien-Prag-Leipzig, 1889), p. 425-463; H. Blink, *Nederland en zijne bewoners*, 3 vol. in-8°, Amsterdam, 1892, en particulier II, chap. XVII, p. 382-442 (bibliographie), et *Tegenwoordige staat van Nederland, handboek voor de kennis van land en volk*, I, in-8°, 240 p., Amsterdam, 1895. Voir aussi H. Schuiling, *Aardrijkskunde van Nederland*, in-8°, 4<sup>e</sup> éd., Zwolle, 1897.]

4. Voir un aperçu des anciennes inondations marines dans Dumas-Vence, *Notice sur les côtes de la Manche et de la Mer du Nord* (Rev. maritime et coloniale, XLVIII, 1876, p. 395 et suiv.); et pour l'Est de cette mer Adelb. Baudissin, *Blicke in die Zukunft der nordfriesischen Inseln*, in-8°, Schleswig, 1867, p. 55-78, et ailleurs; G. Eilker, *Die Sturmfluthen in der Ostsee*, in-8°, Emden, 1877, p. 4 et suiv.; voir dans le même ouvrage, p. 65 et suiv., l'histoire de la formation du Dollart. [Voir ci-dessous, p. 688, note 1.]

cherches de Bakhuyzen et de Pleyte : le Flevus des écrivains romains se détachait du Rhin à Wageningen, au-dessous d'Arnhem, atteignait en suivant le lit de l'Eem le Lacus flevus, qui par conséquent formait une partie de ce qui devait être plus tard le Zuyderzee, et se jetait dans la mer entre Vlieland et Terschelling. L'élargissement du Lacus flevus s'est opéré lambeau par lambeau, et en partie certainement après l'an 1400. Les débris de constructions romaines sont situés à environ dix minutes de distance en dehors des dunes, dans le voisinage de l'embouchure de l'Escaut à Walcheren, près des bouches de la Meuse à Goedereede, près du Vieux-Rhin à Katwijk, sur les rives du Flevus (Vlie) et ailleurs. Ces ruines, qu'on aperçoit quand les eaux sont très basses, montrent que les dunes ont avancé vers l'intérieur des terres<sup>1</sup>.

Il est bien connu que la mer et le vent édifient lentement, au cours des années, des levées de sable ou cordons littoraux, et qu'ensuite, de temps en temps, la mer fait une irruption dévastatrice et reprend possession d'une partie des terrains nouvellement constitués. Mais à côté de ces faits d'expérience, une opinion a grandi, d'après laquelle seraient intervenues aussi des oscillations de la terre ferme : outre les banes de coquilles qui indiquent des mouvements négatifs à l'époque préhistorique, on a invoqué en particulier la présence au-dessous du niveau de la mer, sur un grand nombre de points des côtes en question, de forêts et de tourbières, parfois même l'alternance répétée de tourbe et de sable marin. C'est ainsi qu'en 1849, pour appuyer l'hypothèse que la Manche devait son origine à un affaissement de l'écorce terrestre, Rob. Austen fit paraître une carte où se trouvaient portées les nombreuses localités déjà connues à cette époque comme présentant des traces de bois ou des banes de tourbe au-dessous de la mer<sup>2</sup>. En 1872, Delesse exprima l'idée que l'affaissement apparent des côtes des Pays-Bas serait une conséquence de la pression exercée sur les argiles tertiaires sous-jacentes par les alluvions qui s'y accumu-

1. Bakhuyzen et Pleyte, *Lettre à M. Faye* (C. R. Acad. Sc., Paris, XCVII, 1883, p. 727, 728). [Sur les dunes des Pays-Bas, voir H. Blink, *Nederland en zijne bewoners*, II, chap. XIII, p. 167 et suiv.; J. Lorie, *Contributions à la Géologie des Pays-Bas, V. Les Dunes intérieures, les Tourbières basses et les Oscillations du sol* (Archives du Musée Teyler, 2<sup>e</sup> sér., III, Haarlem, 1890, p. 375-461, pl. I, II), et *Binnenduinen en bodembewegingen* (Tijdschr. K. Nederl. Aardrijksk. Gen., 2. Ser., X, 1893, p. 753-796, 939-980, 2 pl., 1 carte).]

2. Rob. A. C. Austen, *On the Valley of the English Channel* (Quart. Journ. Geol. Soc., VI, 1850, p. 69-97, carte). [Voir aussi T. Codrington, *On some Submerged Rock-Valleys in South Wales, Devon, and Cornwall* (Quart. Journ. Geol. Soc., LIV, 1898, p. 251-278).]

lent sans cesse<sup>1</sup>. Mais cette conjecture, ainsi qu'on le verra bientôt, n'est guère en harmonie avec les conditions réelles. Aujourd'hui encore, ces faits sont fréquemment regardés comme des preuves d'un affaissement de l'écorce terrestre. Il est donc nécessaire de les examiner.

Tout d'abord, il convient de remarquer que ces forêts et ces tourbières sont beaucoup plus récentes que les couches de Sangatte, dont il a été question plus haut. On y trouve des débris de l'époque néolithique, de nombreux objets de bronze et quelquefois aussi des traces de l'époque romaine. Worsaae, qui a tant fait pour l'étude de ces débris, a attiré l'attention sur la présence fréquente, dans les tourbières, de beaux vases ou ustensiles de bronze qui ont été brisés intentionnellement, ou d'épées paraissant avoir été faussées au feu, comme s'il s'agissait là d'objets votifs, qu'on voulait rendre impropres à tout autre usage<sup>2</sup>. Quant aux forêts sous-marines, Nathorst a montré que, sur les rives de la Baltique comme dans le Holstein occidental et dans les Pays-Bas, elles comprennent des bouleaux, des pins, des chênes et des noisetiers, mais qu'on n'y trouve jamais de hêtres; or on sait que dans le Danemark et en Scandinavie cet arbre passe pour le dernier qui ait pris possession du sol<sup>3</sup>.

A partir de la Normandie, les gisements de ce genre s'étendent le long des côtes septentrionales de l'Europe jusqu'en Danemark, et on les retrouve dans plusieurs localités au sud de la Baltique; ils apparaissent de même sur de nombreux points du littoral anglais et irlandais. Souvent, les tourbières affaissées se prolongent en remontant dans l'intérieur des terres et s'élèvent au-dessus de la mer. La profondeur jusqu'à laquelle on les connaît au-dessous du niveau marin est généralement faible et n'atteint que rarement 8 à 9 mètres.

1. Delesse, *Les oscillations des côtes de la France* (Bull. Soc. Géogr., 6<sup>e</sup> sér., III, 1872, p. 14).

2. J. J. A. Worsaae, *Sur quelques trouvailles de l'Age de Bronze faites dans les tourbières* (Mém. Soc. roy. des Antiquaires du Nord, Copenhague, 1866, p. 61-75). [Voir aussi O. Montelius, *Les temps préhistoriques en Suède et dans les autres pays scandinaves*, trad. par S. Reinach, in-8°, Paris, 1893, p. 122 et suiv.]

3. G. A. Nathorst, *Om Skånes nivåförändringar* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., I, 1874, p. 281-294). [Sur les phases du peuplement végétal de la Scandinavie après l'époque glaciaire, voir l'ouvrage de G. Andersson, *Svenska växtvärldens historia*, in-8°, 136 p., Stockholm, 1896; trad. sous le titre de *Geschichte der Vegetation Schwedens* dans Engler, *Botan. Jahrbücher f. Systematik, etc.*, XXII, 1896, p. 433-550. — Sur le rôle des glissements dans la submersion des tourbières qui occupent les bords de la Baltique, voir A. G. Nathorst, *Ymer*, X, 1890, n° 2-3, et R. Sieger, *Skandinavische Seitenstücke zur Katastrophe von Zug* (Petermanns Mitteil., XXXVII, 1891, p. 99-101).]

Pour nous en faire une idée, nous devons examiner avant tout les tourbières actuelles non affaissées.

La manière dont se forment les marais lagunaires sur la côte ouest du Schleswig-Holstein a été décrite par Maack. D'abord s'établissent des plantes aquatiques telles que les *Potamogeton*, les *Nymphaea* et surtout le *Stratiotes aloides*. Leurs feuilles forment à la surface de l'eau un tapis serré, qui toutefois disparaît à l'automne. Mais peu à peu se fixe par-dessus un manteau de mousses, qui survit à l'hiver, devient de plus en plus épais et se revêt d'aïrelles (*Vaccinium oxycoccus*). Enfin des aulnes s'installent sur la tourbe flottante. Ainsi le manteau de mousse flotte sur l'eau du marais. Un marais en voie de croissance (*unreifes Moor*) se compose donc d'une couche inférieure de tourbe, d'une couche d'eau de marais et d'un tapis de mousse qui se développe au-dessus. C'est seulement quand le tapis de mousse et la couche inférieure se rejoignent que le marais est dit « mûr » (*reif*)<sup>1</sup>.

Forchhammer décrit le phénomène d'une manière analogue et il désigne ces marais flottants, qui ne sont guère susceptibles de porter un homme, sous le nom de *Hängesäcke* ou « bascules »<sup>2</sup>. On croit entendre un écho du récit que faisait, il y a bien des années, l'auteur inconnu du panégyrique du César Constance : « Quamquam illa regio divinis expeditionibus tuis, Cæsar, vindicata atque purgata, quam obliquis meatibus Vahalis interfluit quamque divortio sui Rhenus amplectitur, paene, ut cum verbi periculo loquar, terra non est : ita penitus aquis imbuta permaduit ut non solum qua manifeste palustris est cedat ad nisum et hauriat pressa vestigium, sed etiam ubi paulo videtur firmior pedum pulsu temptata quatiatur et sentire se procul mota pondus testetur... »<sup>3</sup>.

Les Romains trouvèrent des terrains de ce genre sur le Rhin inférieur. Quels peuvent être les effets d'une invasion de la mer dans un territoire ainsi constitué, c'est ce dont on se rend compte facilement. Mais les marais mûrs eux-mêmes contiennent encore

1. Von Maack, *Das urgeschichtliche Schleswig-Holsteinische Land* (Zeitschr. f. allg. Erdkunde, Berlin, Neue Folge, VIII, 1860, p. 1-30 et 112-140, carte; surtout p. 9, 14 et suiv.).

2. G. Forchhammer, *Om de forandrede vandhøide ved de danske kyster* (Nord. Univ. Tidsskrift, Kjøbenhavn, 2. Aarg., 1856, p. 1-23, surtout p. 7); traduit par H. Sebald sous le titre de : *Ueber die veränderte Wasserhöhe an den dänischen Küsten* (Zeitschr. f. allgem. Erdkunde, Berlin, Neue Folge, I, 1856, p. 473-490, surtout p. 478).

3. Incerti *Panegyricus Constantio Cæs. dictus*, VIII. J'écris *Vahalis*, d'après l'édition Bachrens. Gosselet et Rigaux citent le même passage et écrivent *Scaldis*, suivant la version du Codex Vaticanus 1775; J. Gosselet et H. Rigaux, *Mouvement du sol de la Flandre depuis les temps géologiques* (Annales Soc. Géol. du Nord, V, 1877-78, p. 218-226).

beaucoup d'eau, et c'est un fait connu que, quand on procède au drainage artificiel, leur surface subit un affaissement notable. A cet égard, Skertchly a publié des chiffres instructifs, fournis par les marais du Fenland, dans l'Est de l'Angleterre. Les couches de tourbe y sont formées par des *Hypnum*; les *Sphagnum* font entièrement défaut. On y peut constater la présence de plusieurs forêts successives, et certains troncs enfouis dans la tourbe correspondent à des arbres qui ont vécu plus d'un siècle. Sous l'influence du drainage, ces couches subissent un tassement si considérable qu'une partie du Whittlesey Mere, entre autres, épaisse de 5<sup>m</sup>,5, s'est affaissée entre 1848 et 1875 de 2<sup>m</sup>,36, ayant perdu ainsi presque la moitié de son épaisseur<sup>1</sup>.

Cette tendance à s'affaisser par suite du dessèchement n'est pas particulière aux seules couches de tourbe, elle s'étend aussi aux sédiments sans consistance et imbibés d'eau qui se trouvent en arrière des cordons littoraux, et le dessèchement de tels terrains présente parfois alors des difficultés tout à fait spéciales. Dans l'aménagement des polders, tel qu'on le pratique en Hollande, les pièces de terre sont endiguées et drainées au moyen de fossés. Mais l'eau des lagunes s'écoule jusqu'au niveau du reflux; là où il se produit des marées d'une certaine amplitude, la terre s'affaisse aisément au-dessous du niveau du flux, et il faut surveiller avec beaucoup de soin le jeu des écluses pour y pourvoir. C'est ainsi que les travaux d'assèchement commencés en 1814 dans le Fenland ont amené le terrain à un niveau si bas qu'il finit par rester entièrement submergé, et que les pluies un peu fortes ne parvenaient pas à s'écouler; aussi, en 1867, fallut-il installer des pompes. De même le comte Coronini nous apprend qu'en 1765, en vue de mettre à sec les lagunes marécageuses d'Aquilée, on créa quatre grands polders avec écluses. On gagna ainsi 4410 arpents à la culture, et les conditions sanitaires d'Aquilée s'améliorèrent. Mais cet heureux état de choses ne dura pas plus de 20 ans. Tous ces terrains sont redevenus des marais, et aujourd'hui leur niveau se trouve en moyenne à 0<sup>m</sup>,79 au-dessous des grandes marées de vives eaux, et à 0<sup>m</sup>,16 seulement au-dessus du jusant en temps ordinaire<sup>2</sup>.

Il existe encore un autre mode d'affaissement pour les marais

1. Sydney B. J. Skertchly, *The Geology of the Fenland* (Mem. Geol. Survey, London, 1877, surtout p. 154-157); et W. H. Dalton, *Subsidence in East Essex* (Geol. Mag., Dec. 2, III, 1876, p. 491-493, etc.).

2. F. Graf Coronini, *Ueber Boden-Meliorationen in Görz* (Komers, Jahrb. für österr. Landwirthe, X, Prag, 1870, p. 192-206; en particulier p. 199).

tourbeux, et cela jusqu'à des profondeurs beaucoup plus considérables, ce sont les tassements qui résultent du glissement de leur base.

Jetons les yeux sur le tableau que donne Seelheim de ce qu'on observe dans les Pays-Bas. La couche de tourbe constitue aux bouches de l'Escaut un banc unique, épais de 0<sup>m</sup>,75 à 2 mètres, et formé de plantes de marais. Elle existe sur toute l'étendue de Walcheren, dans Zuid-Beveland et dans Tholen et se prolonge sur la rive flamande. On la retrouve sur de nombreux points des côtes basses des Pays-Bas, et de préférence aux embouchures anciennes ou actuelles des cours d'eau. A première vue, dans les îles de la Zélande, elle paraît être horizontale; mais un examen plus attentif montre qu'elle forme des bombements aplatis, et qu'elle se trouve de 0<sup>m</sup>,5 à 1<sup>m</sup>,5 plus bas sur les rivages qu'au centre des îles. Le niveau de leur surface y est inférieur de 1 mètre à 1<sup>m</sup>.5 à la mer étale, et sur quelques points seulement il atteint 0<sup>m</sup>,30 à 0<sup>m</sup>,40 au-dessus du reflux. Il s'est bien produit un affaissement, dit Seelheim, mais il a été causé par l'échappement latéral et le tassement du sable sous-jacent. Voilà pourquoi, dans les îles, la couche de tourbe forme une voûte surbaissée et se montre sillonnée de crevasses que remplissent des veines d'argile sableuse, « comme si cette couche avait dû faire l'office d'un manteau, maintenant la cohésion des masses de sable<sup>1</sup>. »

Les ridements qu'on observe dans les couches de tourbe des Fens, et dont Skertchly donne des dessins, s'expliqueraient sans doute de la même manière.

En avant du cordon littoral qui borde le Frische Haff comme en avant de la côte de Poméranie, on observe jusqu'à 6 pieds au-dessous du niveau marin des troncs d'arbres ayant gardé leur position naturelle. Pendant l'automne de 1828, à ce que rapporte Hagen, le rivage subit un violent assaut, dans les parages de l'ancienne communication entre le Frische Haff et la mer, et l'on vit, sur les points d'où les eaux avaient entraîné le sable des dunes, de nombreuses racines de hêtres blancs et des troncs restés debout à la hauteur du niveau moyen de la mer. Hagen conjecture qu'il

1. F. Seelheim, *Beitrag zur Entstehungsgeschichte der Niederlande* (Verhandl. naturhistor. Ver. Rheinl., Bonn, 5. Folge, II, 1885, p. 381-403, pl.). — Seelheim a trouvé des colonies de Phragmites dans des eaux mélangées de plus de 30 p. 100 d'eau salée. Voir son mémoire : *Sur les tourbières d'eau saumâtre* (Arch. Néerl., XIII, 1878, p. 466-477). D'autre part, Vélain a observé sur le littoral de la province d'Oran des spécimens de *Cardium edule*, *Cardium rusticum* et *Solen* vivant dans de l'eau si douce qu'elle put servir à approvisionner un navire d'eau potable (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., VI, 1877-78, p. 197).

fut un temps où les marais avoisinant la mer se trouvaient à un niveau un peu plus élevé et étaient garnis de hêtres blancs; le poids de la dune, gagnant du terrain vers l'intérieur, aurait déterminé l'affaissement du sol qui les supportait<sup>1</sup>.

Il n'est pas jusqu'à la petite île de Gotska Sandö, au nord de Gotland, où Eisen et Stuxberg n'aient figuré une forêt ainsi anéantie par les sables<sup>2</sup>.

Nous constatons donc trois modes différents d'affaissement qui s'expliquent par la structure particulière des marais. L'assèchement ne se produit que rarement dans la nature, en tout cas ce ne peut être qu'à l'abri des cordons littoraux; cependant on connaît quelques cas où un marais, sous l'influence de son poids, a fait filtrer ses eaux à travers les sables voisins, et s'est asséché de lui-même en s'affaissant<sup>3</sup>. Le tassement du sol des îles se produit dans les zones d'irruption récente de la mer. Les bois et les tourbières qui se sont affaîssés par suite de la migration des dunes se trouvent situés en avant de celles-ci. Il est d'ailleurs exact qu'en Angleterre, on trouve souvent au-dessus de la tourbe l'argile à *Scrobicularia piperata*, espèce qui vit dans les eaux saumâtres, ou les sables à *Tellina baltica*; il arrive même que des couches de ce genre alternent à plusieurs reprises avec des couches de tourbe<sup>4</sup>. Il est encore exact qu'on connaît en France des exemples de cette alternance, et que dans la « Wattenmeer » du Holstein les marais, voire même des marais flottants, sont revêtus d'une couche de limon vaseux dont l'épaisseur est souvent notable. Les géologues les plus distingués des Pays-Bas, qui ont sans cesse sous les yeux les effets grandioses des récentes incursions de la mer, n'ont pourtant pas conclu de l'allure de leurs marais tourbeux à des oscillations de l'écorce terrestre : ils ont vu dans ces phénomènes, purement et simplement, des phénomènes de la surface<sup>5</sup>. En

1. G. Hagen, *Die preussische Ostseeküste in Betreff der Frage, ob dieselbe eine Hebung oder Senkung erkennen lässt* (Abhandl. Akad. Wiss. Berlin, Math. Abth., 1865, p. 21-41).

2. G. Eisen och A. Stuxberg, *Om gotska sandön* (Öfvers. K. Sv. Vet.-Akad. Förhandl., XXV, 1868, pl. V, fig. 2).

3. C'est le cas du Wilstermarsch; Maack, *Das urgeschichtliche Schleswig-Holsteinische Land*, p. 14.

4. Consulter notamment C. E. De Rance, *On the Postglacial Deposits of West Lancashire and Cheshire* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVI, 1870, p. 655-668). Voici une coupe donnée p. 659, de haut en bas : 2-4 pieds de sable à *Bithynia tentaculata*, 1 pied de tourbe, 2 pieds de sable à *Tellina baltica*, monnaies (saxonnes et romaines?); 3 pieds de tourbe; 3 pieds d'argile, d'eau douce en haut, à *Scrobicularia* en bas; 1 pied et demi de tourbe; des arbres encore enracinés; au-dessous, argile à blocs depuis mi-hauteur du reflux jusqu'au niveau des plus basses eaux.

[5. Sur les basses tourbières des Pays-Bas, voir H. Blink, *De lage venen in Neder-*

d'autres pays, il n'a pas manqué d'observateurs pour voir dans chacune de ces alternances la preuve d'autant de soulèvements, puis d'affaissements successifs, qui auraient affecté la charpente rocheuse du globe d'autant de centimètres; et c'est ainsi, en particulier, qu'on a déduit de l'existence des tourbières submergées un affaissement général et important des pays riverains de la mer du Nord avant ou pendant l'époque du bronze.

Mais il faut tenir compte des faits suivants :

a. Il existe un grand nombre de points, sur les rives de la mer du Nord, où l'on peut démontrer directement que l'altitude de la ligne de rivage n'a subi aucun changement pendant des temps plus ou moins longs.

Aux grandes écluses d'Amsterdam, on observe le niveau de la mer sans interruption depuis deux siècles et, d'après Bakhuyzen, sa fixité durant cette période se trouve démontrée à 8 millimètres près<sup>1</sup>. La situation des ruines romaines en dehors des dunes rend peu probable une oscillation quelconque de la ligne de rivage, depuis deux mille ans, entre l'Escaut et Vlieland<sup>2</sup>; néanmoins, dans le golfe que formait autrefois la mer sur l'Aa inférieure, entre Dunkerque et Calais, on a trouvé dans la tourbe, au-dessous de sables marins, des monnaies remontant à 270 après J.-C.<sup>3</sup>. J. Girard ne croit pas qu'il y ait lieu d'admettre sur ce

*land en het ontstaan der drijfkillen* (Tijdschr. K. Nederl. Aardrijksk. Gen., 2. Ser., VIII, 1891, p. 683-718, 1 pl.). — D'après J. Lorie (Mém. cité), on a rencontré de la tourbe, dans l'Ouest de la Hollande, jusqu'à 19 mètres au-dessous du zéro d'Amsterdam; l'allure des Polders accuserait un affaissement de 8 millimètres par an. Sur la continuité probable de ce mouvement depuis la période tertiaire, voir J. Lorie, *Contributions à la Géologie des Pays-Bas, IV. Les deux derniers forages d'Amsterdam* (Bull. Soc. Belge de Géol., Bruxelles, III, 1889, Mém., p. 409-449). — D'après Langeraad, l'affaissement apparent du sol des Pays-Bas résulterait de l'augmentation d'amplitude des marées qui a dû être la conséquence de l'ouverture du Pas de Calais (Mém. cité); on remarquera toutefois que dans la Manche, A. Potier attribue à cet événement un effet inverse pour expliquer la surélévation de l'ancien cordon littoral du Marquenterre (*in* A. de Lapparent, *Traité de Géologie*, 3<sup>e</sup> éd., p. 1382); voir aussi J.-C. Van Miclo, *Notes sur les marées à la fin de l'époque quaternaire sur les côtes de Belgique* (Bull. Soc. Belge de Géol., XI, 1897, Mém., p. 273-283); A. v. Horn, *Die Gezeiten längs der niederländischen Küste* (Annalen der Hydrogr., XVII, 1889, p. 267-282.)]

1. G. van de S. Bakhuyzen, Verhandl. der VII. allg. Conferenz der Europ. Gradmessung zu Rom, 1883, in-4<sup>o</sup>, Berlin, 1884, p. 55.

2. Bakhuyzen et Pleyte, *Lettre* citée, p. 728.

3. La succession des couches observée dans cet ancien golfe est la suivante : au sommet, 0<sup>m</sup>,20 de terre de marais; 0<sup>m</sup>,60 d'argile saumâtre à *Rissoa ulvae*; 1<sup>m</sup>,65 de sable marin, à coquilles bivalves ayant gardé leur position verticale naturelle et objets roulés de l'époque romaine, à la base; 1-3 mètres de tourbe avec débris gallo-romains, parfois des bijoux de l'époque romaine; monnaies remontant jusqu'à 270 après J.-C.; à la base, argile bleue. Debray, *Tourbières du littoral flamand et du département de la Somme* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., II, 1873-74, p. 46-49), et *Railway de Bourbourg*

point une oscillation du continent; à son avis, l'alternance des couches peut s'expliquer, ici encore, sans recourir à cette hypothèse<sup>1</sup>.

Les études minutieuses d'Ormerod à Teignmouth (Devon) montrent que depuis longtemps il ne s'est produit dans cette localité aucune modification de la ligne de rivage. Boyd Dawkins ajoute que l'état actuel des ports romains indique avec non moins de certitude la stabilité absolue du rivage sur la côte méridionale de l'Angleterre<sup>2</sup>.

Forchhammer mentionne sur l'île de Romö une enceinte, entourée d'un fossé et séparée de la mer par une prairie marécageuse. La situation est telle que depuis l'édification de ces levées, remontant sans doute au temps des Vikings, on ne peut admettre aucun changement de la ligne de rivage. Et pourtant l'on n'en constate pas moins la présence, entre Romö et le continent, d'une tourbière à 10 pieds environ au-dessous de la mer<sup>3</sup>.

b. Si la terre s'était affaissée d'une façon lente et uniforme, à peu près comme on se représente d'habitude le soulèvement graduel qui affecterait aujourd'hui la Suède, les vagues, en s'avancant, auraient détruit la tourbe, et l'on ne trouverait plus d'arbres enracinés. Cette circonstance importante a été mise en relief par Forchhammer, et bien qu'il défendît l'hypothèse d'un affaissement

à Dunkerque (Annales Soc. Géol. du Nord, III, 1875-76, p. 88); et surtout Gosselet et Rigaux, *Mouvement du sol de la Flandre depuis les temps géologiques* (Ibid., V, 1877-78, p. 218-226).

1. J. Girard, *L'affaissement du sol des Pays-Bas* (Bull. Soc. Géogr. Paris, 6<sup>e</sup> sér., XVIII, 1879, p. 374-381). [Pour des cartes de cette région, voir E. Desjardins, *Géographie historique de la Gaule Romaine*, in-8<sup>o</sup>, I, Paris, 1876, pl. XV, p. 332; J. Girard, *La Géographie littorale*, in-8<sup>o</sup>, Paris, 1895, p. 40-41. Sur les invasions récentes de la mer en Flandre, consulter Gosselet, *La plaine maritime du Nord de la France et de la Belgique* (Annales de Géogr., II, 1892-93, p. 306-314, carte; Annales Soc. Géol. du Nord, XXI, 1892, p. 419-437); M. Mourlon, *Les mers quaternaires en Belgique, d'après l'étude stratigraphique des dépôts flamandais et campiniens et de leurs relations avec les couches tertiaires pliocènes* (Bull. Acad. Roy. de Belgique, 3<sup>e</sup> sér., XXXII, 1896, p. 671-714); A. Rutot, *Les origines du Quaternaire de la Belgique* (Bull. Soc. Belge de Géol., XI, 1897, Mém., p. 1-140, carte); *Les modifications du littoral belge pendant la période moderne* (Annales Soc. Géol. du Nord, XXVI, 1897, p. 157-167); *Les conditions d'existence de l'homme et les traces de sa présence au travers des temps quaternaires et des temps modernes en Belgique* (Bull. Soc. Anthropol. Belgique, XVI, 1897-98, 53 p., 9 cartes). Ces travaux (résumés dans A. de Lapparent, *Traité de Géologie*, 4<sup>e</sup> éd., Paris, 1900, p. 570-572) paraissent mettre hors de doute la réalité d'oscillations du littoral de la mer du Nord depuis l'époque romaine.]

2. G. Wareing Ormerod, *Old Sea-Beaches at Teignmouth, Devon* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLII, 1886, p. 98-100); Boyd Dawkins, *Ibid.*, p. 100. [Sur les transformations des côtes anglaises de la Manche depuis l'époque romaine, voir F. P. Gulliver, *Dungeness Foreland* (Geogr. Journ., IX, 1897, p. 536-546, fig.)]

3. Forchhammer, Mém. cité, p. 17 (trad., p. 485).

des pays riverains de la mer du Nord aux âges préhistoriques, il croyait cependant, pour la raison qui vient d'être énoncée, que le phénomène avait probablement été brusque et qu'en tout cas il était depuis longtemps arrêté.

c. Quand on peut suivre dans l'intérieur des terres l'alternance de la tourbe et des couches marines, on voit les divers bancs de tourbe se réunir en un banc unique plus épais; le cas ne pourrait pas se produire si ces couches avaient été submergées par des oscillations générales du continent. Le marais de Dol, dans le département d'Ille-et-Vilaine, au nord de Rennes, a été décrit en détail par Durocher et Chèvremont comme fournissant la preuve d'oscillations de ce genre. D'après Sirodot, le sol sous-jacent consiste en couches alternantes de tourbe et de sable marin; les bancs de tourbe conservent en allant vers la mer une puissance constante, tandis que les couches marines augmentent d'épaisseur dans la même direction et finissent par disparaître tout à fait à l'intérieur des terres: il en résulte que les bancs de tourbe se réunissent et que sur la périphérie on trouve partout, à un même niveau, une couche unique de tourbe épaisse de 5 à 7 mètres. En conséquence, Sirodot est d'avis que les faits ne sauraient s'expliquer par des oscillations continentales; pour lui, les divers lits de sable marin correspondent à autant d'ouvertures temporaires dans un cordon littoral qui aurait autrefois rattaché les îles Normandes au continent <sup>1</sup>.

**6. Anciens cordons littoraux et tourbières du littoral baltique.** — Tous ces faits d'expérience témoignent que depuis très

1. J. Durocher, *Observations sur les forêts sous-marines de la France occidentale et sur les changements de niveau du littoral* (C. R. Acad. Sc., XLIII, 1856, p. 1071-1074); Alex. Chèvremont, *Les mouvements du sol sur les côtes occidentales de la France et particulièrement dans le golfe normanno-breton*, in-8°, Paris, 1882, p. 255-436, cartes; Sirodot, *Age du gisement de Mont-Dol. Constitution et mode de formation de la plaine basse, dite Marais de Dol* (C. R. Acad. Sc., LXXXVII, 1878, p. 267-269 [et CXII, 1891, p. 1180-1182]). Les bancs coquilliers à + 14 mètres, mentionnés par Sirodot et attribués à l'époque quaternaire, sont beaucoup plus anciens que les phénomènes dont il est question ici. [Pour des cartes de cette région, voir Desjardins, *Géographie historique de la Gaule Romaine*, I, p. 322, pl. XIII; J. Girard, *La Géographie littorale*, p. 56-57. Voir aussi V<sup>te</sup> de Potiche, *La Baie du Mont Saint-Michel et ses approches*, in-8°, 308 p., 46 cartes, Paris, 1891; compte rendu critique par G. de la Noé, Bull. de Géogr. historique et descriptive, Paris, 1891; p. 510-513; R. P. Noury, *Forêts sous-marines et relations anciennes de Jersey avec le Cotentin* (C. R. Congrès scientifique internat. des Catholiques, Paris, 1891, 7<sup>e</sup> section, p. 342-359). Sur les oscillations qui se seraient produites en Bretagne pendant les périodes gallo-romaine et franque, voir J. Lebesconte, Bull. Soc. Scientif. et Médic. de l'Ouest, Rennes, VI, 1898, 50 p.; voir aussi A. Bigot, *Sur les dépôts pleistocènes et actuels du littoral de la Basse-Normandie* (C. R. Acad. Sc., CXXV, 1897, p. 380-382; Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXVII, 1899, p. 360-361).] — Peacock prétend

longtemps, probablement depuis l'époque néolithique, il ne s'est pas produit sur ces côtes le moindre déplacement d'ensemble de la ligne de rivage causé par une oscillation du continent, et que la submersion des forêts et des tourbières doit être rapportée à des invasions locales de la mer pendant les tempêtes. Un mouvement du continent n'aurait guère pu respecter, dans la situation où on les trouve aujourd'hui, les ouvrages élevés par les Romains ou les Vikings; on conçoit au contraire qu'en cas d'irruptions locales, il puisse subsister dans l'intervalle des espaces où aucune modification ne s'est fait sentir. Les affaissements ont été rapides, sinon les arbres seraient déracinés; et c'est ce qui doit arriver en cas d'irruptions locales, mais non dans l'hypothèse d'oscillations continentales. Dans l'intérieur des terres, les couches de tourbe alternant avec les sables marins se réunissent de manière à ne plus former qu'une couche unique, là du moins où l'on a pu se rendre un compte exact des choses; le fait se produira si la mer est lancée à plusieurs reprises par-dessus un *Hängesack*, il n'aura jamais lieu au contraire en cas d'oscillations générales du continent.

Or ces prétendus indices d'un affaissement du continent empiètent sur l'aire du prétendu soulèvement de la Scandinavie, et nous devons en conséquence les suivre vers l'est.

Nilsson et Lyell, partant de suppositions erronées, croyaient que la Suède est le siège d'un mouvement de bascule autour d'un axe passant par les environs de Södertelje<sup>1</sup>. De l'avis de Forchhammer,

que dans l'île toute voisine de Jersey, un bois dont on voit les vestiges dans la baie de Saint-Ouen ne se serait affaissé qu'au xiv<sup>e</sup> ou au xv<sup>e</sup> siècle: il y a peu de temps qu'on levait encore les taxes qu'entraînaient les privilèges attachés à ce bois (Geol. Mag., Dec. 2, III, 1876, p. 130). — Des faits observés sur les rives de la Somme on a voulu déduire une élévation récente du sol atteignant 20 mètres. Voici, d'après De Mercey, quelles sont les données: la tourbe est épaisse de 7 à 8 mètres; au-dessus d'elle s'élèvent de petits mamelons, hauts d'environ 4 mètres, les « croupes de la Somme ». Le noyau en est formé par un tuf calcaire concrétionné à *Neritina fluviatilis*, *Pisidium amnicum*, etc., avec des fragments de poteries gauloises. Sur la surface irrégulière repose une couche de sable calcaire avec nombreuses coquilles terrestres et d'eau douce, poteries romaines, et en outre *Cardium edule*, *Mytilus edulis*, *Ostrea edulis*, parfois aussi, mais rarement, *Donax trunculus* et *Scrobicularia piperata*. Ces dépôts atteignent jusqu'à + 19 à 20 mètres et sont recouverts d'alluvions à *Unio* (N. de Mercey, *Note sur les croupes de la Somme à Ailly-sur-Somme*, etc., Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., V, 1876-77, p. 337-348). Il n'est pas absolument établi que ces amas de coquilles ne soient pas des « rebuts de cuisine »; en tout cas, ils reposent associés à des débris d'industrie humaine dans une couche d'eau douce, et cette raison suffirait déjà à écarter l'hypothèse d'un mouvement négatif. [Non loin de la baie de la Somme, dans la vallée de la Bresle, les traces d'une submersion marine qui a duré du i<sup>er</sup> au xvi<sup>e</sup> siècle de notre ère ont été constatées par M. Munier-Chalmas (*in* A. de Lapparent, *Traité de Géologie*, 4<sup>e</sup> éd., p. 572-573).]

1. E. Erdmann a rectifié cette hypothèse. L'assertion de Nilsson, relative à un affaissement, c'est-à-dire à une diminution de la terre ferme devant le « Staf-sten » à Trelleborg en Scanie, repose sur une faute d'impression qui figure dans le *Skäniska Resa*

le grand phénomène de soulèvement scandinave serait circonscrit par une ligne tirée du milieu du Nissumfjord jusqu'à un demi-mille au sud de Nyborg, puis prolongée vers le sud-est; mais, à ses yeux, cette ligne ne peut être regardée comme la charnière d'un mouvement de bascule, car vers le sud et l'ouest on n'observe aucun fait indiquant que le sol s'affaisse encore aujourd'hui, tandis que le soulèvement continue à se faire sentir : au contraire, là où les deux phénomènes semblent se rencontrer, dans la Suède méridionale par exemple, on constate que l'affaissement du sol est antérieur au soulèvement.

Au moment où nous rentrons dans la Baltique, il est à propos de rappeler que cette mer, elle aussi, est parcourue de temps en temps par de violentes tempêtes, qui laissent leurs traces sur ses côtes. La tempête déjà mentionnée du 12 au 14 novembre 1872 est, à en juger par les marques conservées sur la Tour Bleue de Lübeck, la plus violente qui se soit produite depuis 1694. Baensch et Colding en ont fait la monographie, et il est possible de saisir ainsi l'étendue du phénomène <sup>1</sup>.

Le 12 novembre, une aire de hautes pressions barométriques régnait sur l'extrême Nord de la Suède; peu à peu, les jours suivants, cet anticyclone passa dans la Russie septentrionale. En même temps, un minimum de pression se trouvait à Vienne le 12 novembre à minuit, le 13 à Eger, et le même jour à minuit à Amsterdam. Le maximum se déplaçait donc vers le S.E., tandis que le minimum s'avancait dans la direction du N.W. Les trajectoires des courants aériens dirigés vers le minimum subirent, en raison du déplacement de celui-ci, une déviation : alors qu'ils se mouvaient d'abord du N.E., ils tournèrent ensuite à l'E. Or, la courbe de ce trajet correspond si bien à la forme de la Baltique que ces courants aériens furent capables d'amonceler devant eux d'énormes masses d'eau, qu'ils roulèrent depuis les parages les plus septen-

de Linné (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., I, 1874, p. 103, 104) et les observations de Lyell sur Södertelje ont été réfutées en 1840 par Hisinger, en 1868 par Axel Erdmann, et enfin par O. Torell dans son mémoire *Sur les traces les plus anciennes de l'homme*, p. 9-14.

1. Baensch, *Die Sturmfluth an den Ostsee-Küsten des preussischen Staates von 12./13. November 1872*, in-4°, 33 p. et pl., Berlin, 1873 (extr. de la Zeitschr. für Bauwesen, Jahrg. XXV); A. Colding, *Nogle undersøgelse over stormen over Nord-og Mellem-Europa af 12.-24. Nov. 1872, og over d. derved framkaldte vandflod in Ostersøen* (Vidensk. Selsk. Skr. Kjöbenhavn, 6. Raekk., I. Bd., IV, 1881, p. 245-304, pl.). Voir encore G. v. Boguslawski, *Zeitschr. f. Meteorologie*, redig. von Jelinek und Hann, VII, 1872, p. 408-440, et Note, *Ibid.*, p. 396. Sur des phénomènes analogues : *Veränderungen der Pommer'schen Küste. Der Durchbruch der Insel Hiddensee* (Petermanns Mittheil., XIV, 1868, p. 377, 378).

trionaux de la Baltique, d'abord vers le S. et le S.W., puis vers l'W., contre les issues de la mer.

Vers 2 heures du matin, le 13, le tempête arrive à Colbergermünde, poussant devant elle une vague formidable dont le faite, dès 6 heures du matin, est à Fehmarn. Les eaux amoncelées s'engouffrent entre Fehmarn et Laaland. En arrière de ces parages, entre Rügenwalde et Swinemünde, la pression de la tempête sur le plan d'eau devient si puissante que celui-ci prend une forme concave; la mer, dans une crue rapide, pénètre en même temps dans le détroit de Fehmarn, atteint vers 3 h. 40 min. de l'après-midi + 3<sup>m</sup> 17 au-dessus du niveau moyen à Ellerbek (Kiel), lance ses vagues, à l'embouchure de la Schlei, jusque par-dessus la lanterne d'un phare de 50 pieds de haut, et monte vers 5 h. 30 dans l'Ärö-sund, à l'entrée du Petit Belt, jusqu'à + 3<sup>m</sup>,50, — et cela alors que la force du vent a depuis longtemps dépassé son maximum : la grande vague n'est plus poussée en avant que par sa force d'inertie. Enfin la décharge se produit par le Belt.

Pendant que tout cela se passait sur les côtes allemandes, les mêmes événements se succédaient dans le Sund, mais, à ce qu'il semble, à une heure moins avancée. Le 12 novembre, à 6 heures de l'après-midi, le niveau de l'eau est à — 0<sup>m</sup>,60 dans le golfe de Finlande, à 0 mètre entre Stockholm et Pillau, à Bornholm il atteint déjà + 0<sup>m</sup>,95 et à Ystad + 1<sup>m</sup>,27. A Falsterbo il est notablement plus bas, mais un amoncellement se produit vers le Sund ainsi qu'à Nyord, à l'entrée du Grand Belt. A ce moment en effet règne encore la tempête du N.E., qui pousse l'eau du Kattegat contre les issues de la Baltique. Mais la volte de la tempête du N.E. à l'E. a pour conséquence l'entraînement d'une plus grande quantité d'eau hors de la Baltique, le débouché de l'Öre-Sund s'en trouve dégagé, de telle sorte que le 13 novembre, entre midi et 2 heures, les eaux y ont atteint leur niveau maximum.

Ce violent mouvement de la Baltique a laissé des traces sur ses rivages. Les berges argileuses ont été affouillées, les falaises ont reculé vers l'intérieur, les plages se sont élargies et la mer est passée par-dessus les dunes en inondant l'arrière-pays; ensuite, quand le niveau de l'eau baissa, des brèches durent s'ouvrir à travers les dunes. Dans la partie occidentale des côtes allemandes, les dunes sont peu développées : une levée assez basse ou un cordon littoral (*Haffstock*), édifié par le ressac, accompagne ordinairement la rive. L'effet produit sur ces formations dépend de l'angle sous lequel elles furent assaillies par la vague : tantôt elles ont été ex-

haussées, et tantôt détruites sur une longueur de plusieurs milles ; sur les divers points de la côte allemande du Petit Belt où existe un cordon littoral, on constata qu'il avait été très régulièrement déplacé d'environ 10 mètres vers l'intérieur des terres <sup>1</sup>.

En tout cas, il ressort de ces constatations que dans les passes resserrées où la mer peut s'amonceler en embâcle, une prudence particulière est de mise dans l'examen des anciennes lignes de rivage : c'est précisément dans de tels parages qu'il y a lieu de s'attendre à rencontrer des cordons littoraux abandonnés, jalonnant, comme des moraines, l'extrême limite atteinte par les tempêtes d'antan.

Or les données relatives à l'affaissement et au soulèvement subséquent du sol s'appuient principalement sur l'existence d'anciens cordons littoraux, superposés à des tourbières.

Forchhammer signale des traces de levées de ce genre, qui indiqueraient un soulèvement du sol, sur toute la côte ouest du Danemark, à partir de la sortie du Nissumfjord ; sur la côte est, à partir d'un demi-mille au sud de Nyborg en Fionie ; enfin sur toute la côte est de Seeland et sur certaines parties de la côte est de Møen <sup>2</sup>.

La côte de Scanie a été l'objet des études de Nilsson et plus tard d'E. Erdmann et de Nathorst. Il y existe en plusieurs endroits, dans le territoire d'Helsingborg, un cordon littoral reposant sur une tourbière comprimée ; la tourbe contient des objets de silex et se prolonge dans l'intérieur des terres, au-dessous du cordon littoral. Nathorst décrit la partie de cette levée située au

1. « La mer a effectué ce travail avec une grande régularité, et l'on comprend, en examinant cet endiguement si bien établi, qui se prolonge souvent sur plusieurs lieues, que la croyance populaire, incapable de s'expliquer un tel fait, ait attribué à un saint la construction de la digue sainte de Dobberan : sur la prière des moines, ce saint aurait bâti la digue en une nuit pour la protection du monastère » (Baensch, Mém. cité, p. 26).

[2. Sur les dépôts littoraux des bords du Kattegat, voir A. Jessen, V. Madsen, K. Rördam, N. V. Ussing, *Beskrivelse til Geologisk Kort over Danmark*, 1 : 100 000 (Danmarks Geol. Undersøgelse, I. Række, n° 1-6, Kjöbenhavn, 1893-99) ; K. Rördam, *Saltvandsalluviet i det nordostlige Sjælland* (Ibid., II. Række, n° 2, 151 p., résumé en français, 3 pl., 3 cartes montrant l'extension des parties submergées et soulevées, 1892), et *Strandliniens forskydning ved det nordostlige Sjællands kyster* (Geogr. Tidskr., XI, 1891-92, p. 163-177, carte) : il ne s'est pas produit de déplacement vertical, sur les rivages de Seeland, depuis le haut moyen âge (voir aussi N. V. Ussing et K. Rördam, *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.*, XIV, 1892, p. 201-207, 371-374). — Sur les « rebuts de cuisine » des côtes danoises, voir J. Steenstrup, *Kjökkenmøddinger, eine gedrängte Darstellung dieser Monumente sehr alter Kulturstadien*, Kopenhagen, 1886 (Extr., Revue d'Anthropologie, 3<sup>e</sup> sér., II, p. 86 et suiv.) ; Montelius-Reinach, *Les temps préhistoriques en Suède*, etc., 1895, p. 8 et suiv. (bibliographie).]

nord de Malmö, en bordure d'une plage d'ailleurs très plate, à 3000 pieds de la limite qu'atteignent aujourd'hui les vagues<sup>1</sup>.

Ainsi donc, les deux rives de l'Öre-Sund sont bordées de cordons littoraux abandonnés.

La digue naturelle de Trelleborg porte le nom de *Gäravalle*; on y trouve de la tourbe à 2 pieds, et par endroits, d'après E. Erdmann, à 6 pieds au-dessus de la mer. La levée atteint jusqu'à 10 pieds d'épaisseur. Sa superposition à la tourbe me paraît une preuve qu'elle s'est déplacée vers l'intérieur des terres, et les dessins d'Erdmann concordent pleinement avec cette manière de voir; il est possible que le mouvement négatif actuel se fasse sentir sur cette plage; les traces d'un mouvement positif qui l'aurait précédé font défaut.

Les conditions remarquables qu'on observe dans le port d'Ystad ont été décrites par Bruzelius. Sur un amas morainique reposent, à 11 pieds au-dessous de la mer, de la tourbe et des troncs d'arbres dont les racines sont encore en place, avec des débris de l'âge du bronze; cette forêt s'étend au delà du port jusque dans la mer. Par-dessus viennent des dépôts marins récents. A la pointe sud-ouest de la Suède, selon Nilsson, à 3/4 de mille au large du Falsterbo-Ref, se trouverait une couche de tourbe épaisse de 10 à 12 pieds, et dont la surface serait à 14 pieds au-dessous du niveau marin. Au sud de Bornholm, il existe des traces de bois de pins jusqu'à 30 pieds au-dessous de la mer. A Gotland, Lindström a décrit des couches alternantes de tourbe et de sable marin<sup>2</sup>.

Pour autant qu'il s'agit d'anciens cordons littoraux superposés à des tourbières, comme ceux dont il vient d'être question, notamment sur le littoral de l'Öre-Sund, les tempêtes ont dû jouer un rôle très important pour déterminer leur allure actuelle. Les forêts affaissées indiquent, d'après l'expérience acquise dans la mer du Nord, que certaines parties du littoral baltique étaient autrefois

1. E. Erdmann, *Bidrag till frågan om Skånes nivåförändringar* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., I, 1874, p. 93-104, pl.): A. G. Nathorst, *Om Skånes nivåförändringar* (Ibid., p. 281-294). [Voir aussi A. G. Nathorst, *Sveriges Geologi*, 1894, p. 273 et suiv.]

2. N. G. Bruzelius, *Fynden i Ystads hamn* (Samlingar till Skånes Historia, in-8°, Lund, 1871). [Voir une photographie de la coupe d'Ystad dans Nathorst, Ouvr. cité, p. 274]. Sur l'avis de Nathorst, j'ai négligé la mention faite d'un objet travaillé beaucoup plus récent dans les couches profondes; G. Lindström, *Om postglaciala sänkningar af Gotland* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., VIII, 1886, p. 251-281). Les observations de De Geer sur un affaissement ne font allusion à aucun débris de civilisation humaine, aussi les laissé-je hors de question; G. de Geer, *Om en postglacial landsänkning i södra och mellersta Sverige* (Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n° 52, 1882, 16 p.: reprod. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., VI).

garnies d'endigements naturels. Sur l'étendue de ces endiguements, détruits pour la plupart, à ce qu'il semble, pendant l'époque du bronze, je n'ose risquer aucun jugement. Leur présence n'implique aucune oscillation continentale, et on ne doit y voir que la suite des exemples analogues qu'offrent les rives de la mer du Nord.

7. **Résumé.** — Jetons maintenant un coup d'œil sur les faits exposés au cours de ce chapitre; il en ressort les résultats suivants :

Le flot de marée pénètre à travers la Manche dans la partie méridionale de la mer du Nord; sur la côte nord du continent, depuis Calais jusqu'à la pointe de Skagen, grâce à l'action combinée de la mer et du vent, une longue ligne de cordons littoraux s'est constituée en affectant l'allure de courbes régulières. Certains points d'attache fixes lui étaient fournis par les dépôts glaciaires antérieurs, d'origine scandinave, par exemple dans l'île du Texel et ailleurs; de même, au dire de Berendt, dans la Kurische Nehrung, près de son extrémité sud et aussi vers son milieu, à Rossitten, des points fixes de ce genre se trouvaient préexister<sup>1</sup>. C'est à l'abri de ces cordons protecteurs que, là du moins où la plaine n'est pas formée par le terrain erratique scandinave, s'est édifiée lentement, et au cours de très longues périodes, la vaste région alluviale des Pays-Bas, et cela sans aucune trace apparente de soulèvement ou d'affaissement. Staring et après lui Winkler ont montré que dans la Groningue, la Drenthe et la Frise jusqu'au delà du Zuiderzee, on rencontre des dépôts erratiques scandinaves, mais que plus loin, dans l'Over-Yssel, la Gueldre et le reste du plat pays, il y a lieu de distinguer les alluvions du Rhin, celles de la Meuse et le « Diluvium entremêlé »<sup>2</sup>.

Il existait des cordons littoraux plus petits jusqu'en Normandie,

1. G. Berendt, *Geologie des Kurischen Haffes und seiner Umgebung*, in-4°, Königsberg, 1869, carte.

2. T. C. Winkler, *Sur l'origine des Dunes maritimes des Pays-Bas* (Arch. néerl., Harlem, XIII, 1878, p. 418-427, pl. VI : carte des diverses alluvions) [reprod. Congrès Internat. de Géologie, Paris, 1878, in-8°, 1880, p. 181-188, carte. — Sur la provenance des matériaux, d'origine très diverse, qui ont concouru à l'édification du sol des Pays-Bas, voir H. van Cappelle, *Sur les rapports du Diluvium entremêlé avec le Diluvium scandinave de Staring* (Bull. Soc. Belge de Géol., V, 1891, Procès-Verb., p. 69-77); *Geologische resultaten van eenige in West-Drenthe en in het oostelijk deel van Overijssel verrichte grondboringen*, in-8°, 240 p., Amsterdam, 1891 (Extr., Verhandl. K. Akad. Wetensch., XXIX, 1892, 40 p., 1 pl.); *Bijdrage tot de kennis van het gemengde Diluvium* (Tijdschr. K. Nederl. Aardrijksk. Gen., 2. Ser., XIII, 1896, p. 1-24, cartes et pl.); A. Erens, *Notes sur les roches cristallines recueillies dans les dépôts de transport du Limbourg hollandais* (Annales Soc. Géol. de Belgique, XVI, 1889, p. 395-443, 3 pl.), et *Le courant normano-*

jusque dans la Baltique méridionale et sur nombre de points du littoral anglais. Quand l'eau douce s'accumulait en arrière, il se formait des tourbières, souvent flottantes sur l'eau des marais (*Hängesäcke*).

De violentes tempêtes ont de temps en temps détruit ces levées ou déterminé l'invasion des marais par la mer, qui franchissait les dunes. Le déluge cimbrique correspond peut-être à un de ces épisodes et il s'est produit des tempêtes de ce genre jusqu'à nos jours. C'est ainsi qu'ont eu lieu les grandes invasions marines des Pays-Bas et du Dollart, et que fut rompue en plusieurs tronçons la levée littorale qui s'étendait jadis de Eiderstedt, par Amrum, Sylt et Romö jusqu'à Fanö et Blaavands Huk dans le Jutland, fermant ce qui constitue aujourd'hui la « Wattenmeer » du Holstein<sup>1</sup>. Actuellement, on ne trouve plus à la place des anciennes lagunes que des tourbières qui se sont affaissées, parce que la base leur a manqué, ou qui ont été inondées à l'état de « Hängesäcke »; et en avant des dunes s'étendent des tourbières que le poids des sables, dans leur marche vers le continent, a abaissées au-dessous du niveau de la mer.

Mais tous ces exemples n'indiquent pas que des oscillations quelconques aient affecté la charpente du globe durant les longues périodes nécessaires à la formation de ces dépôts : ils impliquent au contraire de sa part une stabilité longtemps prolongée.

Dans cette mer se déverse la Baltique, mer intérieure qui s'ef-

*breton de l'époque glaciaire, et le transport des roches, originaires des côtes occidentales de la France, jusqu'au Sud des Pays-Bas* (Archives du Musée Teyler, Haarlem, 2<sup>e</sup> sér., IV, 1893, p. 1-52); J. L. C. Schroeder van der Kolk, *Bijdrage tot de kennis der verspreiding onzer kristallijne zwavelingen* (Inaug.-Diss.), in-8<sup>o</sup>, 25 p., carte, Leiden, 1891. — Sur les déplacements subis à l'époque moderne par les grands cours d'eau des Pays-Bas, voir H. Blink, *Der Rhein in den Niederlanden* (Forschungen zur deutschen Landes- u. Volkskunde, IV, n<sup>o</sup> 2, 70 p., 1 carte, Stuttgart, 1889); A. Chambalu, *Die Stromveränderungen des Niederrheins seit der vorrömischen Zeit*, in-4<sup>o</sup>, 31 p., 1 carte, Köln, 1891; J. Loric, *De gedaantewisselingen der Schelde en der Maas* (Tijdschr. K. Nederl. Aardrijksk. Gen., 2. Ser., XI, 1894, p. 871-910, 2 cartes), et *Contributions à la Géologie des Pays-Bas, VII. Les métamorphoses de l'Escaut et de la Meuse* (Bull. Soc. Belge de Géol., IX, 1896, Mém., p. 50-77, pl. III-IV : cartes.)

[1. Sur les transformations éprouvées par la côte ouest du Schleswig-Holstein à l'époque historique, voir R. Hansen, *Petermanns Mitteil.*, XXXVIII, 1891, p. 105-108, pl. 8; XL, 1893, p. 177-181; XLI, 1894, p. 117, carte; E. Tröger, *Die Halligen der Nordsee* (Forschungen z. deutsch. Landes- u. Volkskunde, VI, n<sup>o</sup> 3, 117 p., 3 cartes, Stuttgart, 1892). Pour la critique des textes relatant les invasions marines dont la Frise du Nord a eu à souffrir au moyen âge, consulter R. Hansen, *Beiträge zur Geschichte und Geographie Nordfrieslands im Mittelalter* (Zeitschr. d. Ges. f. Schlesw.-Holst.-Lauenb. Geschichte, XXIV, 1894, p. 1-92, carte), et P. Lauridsen, *Om bispedømmet Slesvigs sognetal i middelalderen* (Historisk Tidsskr., Kjöbenhavn, 6 Række, V, 1894, p. 181-222) : il en ressort que les récits des chroniqueurs sont souvent très exagérés.]

force incessamment de se mettre en équilibre avec l'Océan, mais n'arrive pas à cet équilibre, comme l'attestent sa faible salinité et les courants constants qui caractérisent l'intérieur de son bassin. Le niveau moyen de ses eaux oscille suivant les saisons; il subit l'influence des précipitations et du dégel sur les côtes de Suède et de Finlande. Les moyennes annuelles diffèrent également; elles trahissent dans l'ensemble, pour les dernières décades, une tendance d'ailleurs fréquemment interrompue à la baisse, mais de nombreux indices témoignent que cette baisse ne peut remonter à plus de deux ou trois siècles, et l'explication la plus plausible du fait réside dans l'hypothèse d'un changement de climat.

*De Haparanda jusqu'en Bretagne, il ne s'est produit, depuis l'époque du bronze, aucun soulèvement ou affaissement authentique de la terre ferme.* Les modifications qui frappent les yeux sur la ligne de rivage ont été causées soit par des glissements locaux, soit par une invasion locale de la mer dans des territoires abrités par des digues, soit par les tempêtes, ou encore, comme dans la région baltique, elles ont pour origine une modification d'ordre climatique.

En procédant à cette enquête sur les oscillations des côtes scandinaves, je m'étais d'abord efforcé de savoir si, sur les rivages extrêmes du Nord de l'Europe, on peut discerner une continuation quelconque des phénomènes observés dans la Baltique : c'était là, en effet, que le soulèvement du sol devait se faire sentir avec le plus de netteté s'il augmentait réellement d'amplitude en allant vers le nord. Mais la Norvège ne nous a fourni aucun indice. Les seules traces douteuses d'un mouvement négatif actuel m'ont été très obligeamment communiquées par le M. le professeur Inostrantsev; elles se rapportent aux *îles Solovetskii*, dans la mer Blanche. Dans cet archipel, il n'existe pas seulement, sur la petite île Anderskii, des lits parallèles de galets : Inostrantsev a cru aussi pouvoir conclure de l'examen de certaines bandes situées au pied d'un quai en maçonnerie, bâti en 1799 au-dessous du monastère de Solovetskii, que le déplacement négatif continue à se produire. Il est vraisemblable que dans la mer Blanche s'accomplissent des phénomènes analogues à ceux qu'on constate dans la Baltique et dans la baie de Baffin; malheureusement, nous n'avons pas d'observations suivies pour nous renseigner sur ce point.

## CHAPITRE XI

### LA MÉDITERRANÉE PENDANT LA PÉRIODE HISTORIQUE<sup>1</sup>

1. Mer d'Azov et mer Noire. — 2. Cote la plus basse du niveau de la Méditerranée. —
3. La Méditerranée occidentale. — 4. Venise. — 5. Les côtes dinaro-tauriques. —
6. La Méditerranée sud-orientale. — 7. Conclusions.

A Meissau, dans la Basse-Autriche, sur le versant oriental des monts Manhart, on peut voir encore aujourd'hui des balanes fixés sur des roches granitiques que sont venus battre les flots de la mer, à l'époque du premier étage méditerranéen. Sur le versant du Kahlenberg qui regarde la ville de Vienne, on peut, dans la région littorale de la mer du second étage méditerranéen, ramasser des galets perforés par les mollusques lithophages. Dans les calcaires de Capri, on observe à une grande hauteur, sur les parois rocheuses, des séries de trous de pholades d'une époque plus récente. Enfin, sur les plages actuelles ou dans leur voisinage immédiat, bien au-dessous de ces traces correspondant aux extensions antérieures de la Méditerranée, on rencontre des ruines d'anciens ports et d'autres témoignages de la présence de l'homme à une époque reculée : tous ces vestiges nous représentent les traces successives des rivages de cette même mer, dont les bords ont été, pendant le cours de l'histoire, le théâtre de tant d'événements heureux et importants pour la civilisation.

C'est là que nous pouvons le mieux constater les modifications que la ligne de rivage a subies pendant la période historique, mais il convient en même temps, plus que partout ailleurs, de distinguer soigneusement des traces récentes celles qui appartiennent aux âges antérieurs.

[1. Traduit par Georges Poirault.]

1. **Mer d'Azov et mer Noire**<sup>1</sup>. — Depuis l'embouchure du Don dans la mer d'Azov jusqu'au détroit de Gibraltar, il existe toute une série de bassins maritimes semblant se déverser les uns dans les autres jusqu'à l'Océan Atlantique. Tel n'est pourtant pas le cas. La mer d'Azov fournit un excès à la mer Noire et celle-ci, malgré le contre-courant inférieur des Dardanelles, fournit également un excès à la Méditerranée<sup>2</sup>; mais dans cette dernière, par suite de la rareté des pluies et de l'intensité de l'évaporation, il se produit, en particulier sur la côte nord de l'Afrique, au sud de l'île de Crète, un abaissement de niveau si accusé, que ni l'excès liquide provenant de la mer Noire, ni l'apport des fleuves tributaires de la Méditerranée n'arrivent à le compenser. A Gibraltar, l'eau lourde de la Méditerranée s'échappe au dehors par le fond du détroit, tandis que l'eau normale de l'Océan pénètre en sens contraire; d'où tendance au rétablissement de l'équilibre, qui cependant n'arrive jamais à se réaliser.

Nous pouvons donc considérer la mer Noire et la mer d'Azov comme des *bassins actifs*; la Méditerranée, par contre, et en particulier sa moitié orientale, comme un *bassin passif*, et l'intercalation dans le système des mers intérieures du Sud de l'Europe de ce terme passif constitue une différence capitale avec ce qu'on observe dans les mers intérieures du Nord de ce continent.

La *mer d'Azov*, qui est peu profonde, forme dans sa partie intérieure l'estuaire du Don, et dans la rade de Taganrog l'eau est

[1. F. Wrangell et N. Androussov, *Expédition pour l'exploration des fonds de la mer Noire en 1890* (en russe, Izviest. Soc. Imp. Russe de Géogr., S<sup>t</sup>-Petersbourg, XXVI, 1890, p. 380-410, carte); A. Wocikow, *Die Tiefseeforschungen im Schwarzen Meere im Jahre 1890* (Petermanns Mitteil., XXXVII, 1891, p. 33-37, pl. 3 : carte); N. Andrussov, *Einige Resultate der Tiefseecuntersuchungen im Schwarzen Meere* (Mitteil. k. k. Geogr. Ges. Wien, N. F., XXVI, 1893, p. 373-393), et *Physical Exploration of the Black Sea* (Geogr. Journ., I, 1893, p. 49-51, carte); A. Lebedintseff, *Chemische Untersuchungen des Schwarzen und Azofschcn Meeres in den Jahren 1891 und 1892* (Annalen der Hydrogr., XXI, 1893, p. 420-427). Voir aussi A. Ostrooumof, Bull. Acad. Imp. des Sc. S<sup>t</sup>-Petersbourg, VI, 1897, p. 350-357.]

[2. Sur les courants des Dardanelles et du Bosphore et le régime de la mer de Marmara, voir E. Wisotzki, *Die Strömungen in den Meeresstrassen. Ein Beitrag zur Geschichte der Erdkunde* (Ausland, 1892, n<sup>o</sup> 29-36); M. Limpricht, *Die Strasse der Dardanellen*, Inaug.-Diss., in-8<sup>o</sup>, 1 carte, Breslau, 1892; G. B. Magnaghi, *Di alcune esperienze eseguite negli stretti dei Dardanelli e del Bosforo per misurarvi le correnti a varie profondità* (Atti Primo Congresso Geogr. Ital., Genova, 1892, II, parte 1<sup>a</sup>, p. 440-453, 5 pl., carte, 1894); K. Natterer, *Tiefseeforschungen im Marmarameer auf S. M. Schiff « Taurus » im Mai 1894* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, LXII, 1895, Berichte der Commiss. f. d. Erforsch. des Östl. Mittelmeeres, 4. Reihe, p. 19-117, 7 pl., 2 cartes); I. B. Spindler, *La mer de Marmara. Expédition de la Société Impériale Russe de Géographie en 1894* (Zap. Soc. Imp. R. de Géogr., XXXIII, n<sup>o</sup> 2, 180 p., 4 pl., 5 cartes, 1896; en russe, résumé en français.)

douce. Au milieu de cette mer, F. Göbel a trouvé 1,188 p. 100 comme salinité (poids spécifique 1,00970); du côté de l'ouest, la longue flèche d'Arabat ne laisse entre le *Sivach* et la mer qu'un étroit chenal de 75 brasses de largeur; d'où il suit que ce Sivach (« Mer Putride ») constitue un bassin d'évaporation très intense et

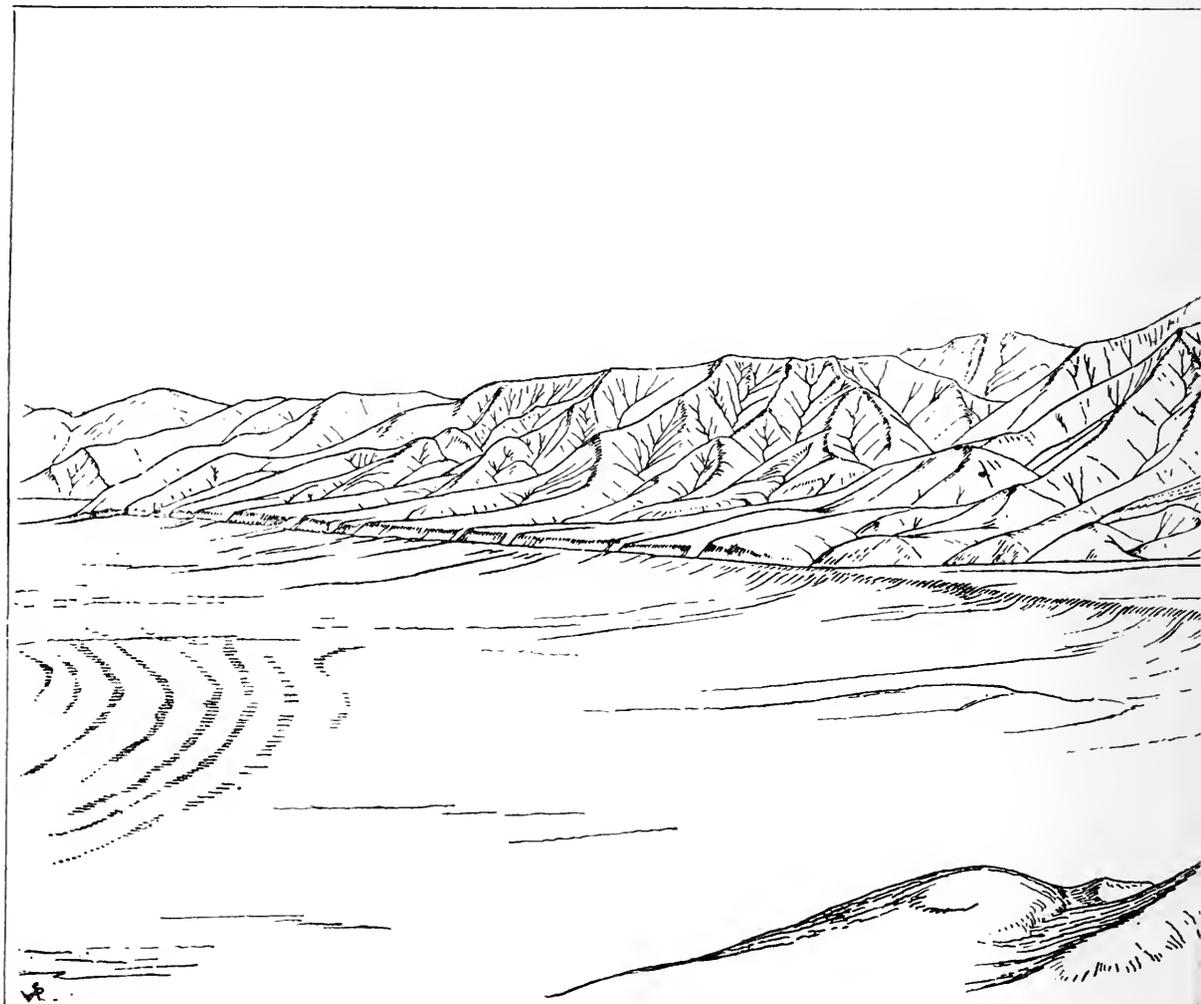


FIG. 116. — Digue naturelle construite par les courants sur les bords de  
(*Monographs U. S. Geol. Sur*

Au fond (E.), la chaîne des Oquirrh Mountains; à gauche (N.), Tooele Valley, s'ouvrant vers la (S.), Rush Valley, barrée par la digue, dont les matériaux ont été charriés du N. E. (partie gauche mètres et la hauteur relative, à son extrémité libre, de 45 mètres. — Pour un plan de la localité,

que l'eau y est fortement salée. Göbel et Hasshagen ont trouvé pour la salinité 17,374 p. 100 (poids spécifique 1,13988) et 15,197 p. 100 (poids spécifique 1,13795); c'est là un bon exemple d'un bassin devenu passif par isolement<sup>1</sup>.

D'après un nivellement exécuté par Guillemain il y a plusieurs

1. F. Göbel, *Resultate der Zerlegung des Wassers vom Schwarzen, Azowschen und Kaspischen Meere* (Poggendorff's Annal. d. Phys. u. Chemie, Ergänzungsband I, 1842,

années, entre la mer Noire et la mer d'Azov, la cote de cette dernière prise à Ak-Manaï serait de + 1<sup>m</sup>,45; toutefois je n'ai pu trouver de données plus exactes en confirmation de ce nivellement <sup>1</sup>.

Le gouvernement russe envoya une commission pour étudier la mer d'Azov et vérifier s'il était vrai, comme on le prétendait,



l'ancien lac Bonneville. Vue prise à Stockton (Utah), d'après G. K. Gilbert *vey*, I, 1890, pl. IX, p. 96).

partie centrale de l'ancien lac et bordée de falaises qui décèlent le travail des vagues; à droite de la figure). Cette digue projette au Sud (dr.) une flèche dont la longueur est de plus de 2 kilomètre même ouvrage, pl. XX, p. 138.

qu'elle devenait moins profonde. Le rapport de Baer, présenté en 1863, montre que depuis l'époque où vivait Polybe et où fut rédigée

p. 187, 188); Ad. Göbel, *Ueber die in dem Bestande einiger Salzseen der Krym vor sich gehenden Aenderungen* (Bull. Acad. Imp. Sc. St.-Petersbourg, V, 1863, p. 290-299; on trouve cités, dans ce mémoire, les résultats des travaux de Hasshagen).

1. J. Guillemin, *Niveaux comparés de la mer d'Azof et de la mer Noire* (Bull. Soc. Géogr. Paris, 5<sup>e</sup> sér., IX, 1865, p. 97, 98). [Les nivellements de précision faits en Russie

la description très exacte du pays donnée par Strabon, il ne s'est produit aucun changement notable dans le niveau de cette mer. On trouva sur les bords d'un bras mort du Don les ruines de l'ancienne ville commerciale de Tanis, décrite par le géographe grec (livre XI, 2). On voit encore en face de Taganrog, en dehors du delta, la petite île basse de Tcherepakha [« la Tortue »], qui est probablement l'île Alopekeia de Strabon, et, ce qui est très important, cet auteur décrit fort exactement la flèche d'Arabat et la Mer Putride, qu'il représente comme un marais séparé du bord occidental de la mer; le chenal au nord de la flèche semble seulement avoir été plus large qu'il ne l'est aujourd'hui. Maintenant encore, l'île de Tcherepakha est si basse que par les grands vents elle est couverte d'eau<sup>1</sup>.

Les plis sarmatiques qui vont de la lisière nord du Caucase au bord septentrional des montagnes de la Crimée (I, p. 628) séparent la mer d'Azov de la mer Noire.

La *mer Noire*, à beaucoup d'égards, rappelle la Baltique : l'eau y est à peine plus salée que dans la mer d'Azov et son niveau, comme celui de la Baltique, varie avec les saisons. E. von Maydell a étudié ces variations de niveau, et Brückner, en s'appuyant sur les recherches de ce savant, a montré que ces oscillations périodiques sont en rapport avec le débit des fleuves. C'est aux mois d'avril et de mai que les principaux tributaires de la mer Noire, le Danube, le Dniepr et le Don, roulent le plus d'eau. Dans les stations qui sont influencées par ces fleuves, comme l'embouchure du Dniestr, Otchakov, Odessa, Kertch et Ienitchesk, c'est au mois de mai qu'on note le niveau le plus élevé, presque en même temps par conséquent que sur ces fleuves eux-mêmes; pour les stations qui sont plus éloignées des cours d'eau, comme Sébastopol, Yalta et Poti, ce maximum est atteint un peu plus tard, c'est-à-dire en juin. De cette façon le niveau de la mer s'élève en mai et juin

dans ces dernières années ont mis hors de doute l'identité de niveau de la mer Noire et de la mer d'Azov (M. Venukoff, C. R. Acad. Sc., CXX, 1895, p. 181-182.)

1. Sur l'assèchement présumé de la mer d'Azov, voir le rapport de la commission nommée par l'Académie des Sciences de Saint-Pétersbourg (Bull. de l'Acad., V, 1863, p. 72-105, carte; rapporteur : Baer), et G. von Helmersen, même recueil, XI, 1867, p. 555-584. H. Ritter, dans son travail intitulé : *Die Verflachung des Asow'schen Meeres* (Zeitschr. f. allg. Erdkunde, Berlin, XII, 1862, p. 305-326), a résumé le premier de ces mémoires dans ses traits essentiels. Ces curieux *Kossi*, c'est-à-dire ces langues de terre parallèles à pointes crochues sur leurs faces internes, sont tout à fait caractéristiques de la rive nord de la mer d'Azov. Helmersen a décrit en détail celle de Berdiansk. Telle est probablement l'origine des baies en crochet que Gilbert a figurées dans le bassin de l'ancien lac Bonneville (U. S. Geol. Survey, 5<sup>th</sup> Ann. Rep., 1883-84, pl. XII [voir la gravure ci-contre]); le dessin qu'en donne Helmersen a été pris aux hautes eaux.

de + 0<sup>m</sup>,10 à + 0<sup>m</sup>,15 au-dessus du niveau moyen; il s'abaisse à l'approche de l'hiver et se maintient entre — 0<sup>m</sup>,08 et — 0<sup>m</sup>,11 de septembre à mars, pour se relever alors vers le maximum du printemps. Le volume total des eaux contenues dans le bassin de la mer Noire varie donc d'une saison à l'autre <sup>1</sup>.

Ces résultats concordent pleinement avec ceux que Wrangell a obtenus pour la densité, pendant l'automne de 1873. C'est sur les côtes occidentales et méridionales de la Crimée, loin des fleuves, qu'on observe les plus fortes densités, variant entre 1,0139 et 1,0145; le maximum, qui correspond à une salinité de 1,9 p. 100, se rapporte à une observation faite au voisinage de la pointe sud de la Crimée; sur la côte du Caucase, également à une grande distance de l'embouchure des fleuves, on a noté une seconde région de densité maxima, où les chiffres oscillent entre 1,0140 et 1,0143, la salinité la plus forte qui y ait été observée étant de 1,87. Près des fleuves, au contraire, la densité diminue : ainsi dans le liman du Dniepr, avec une salinité de 0,6, on a un poids spécifique de 1,0045; dans la baie de Taganrog, avec une salinité de 0,73, le poids spécifique est de 1,0056<sup>2</sup>.

Nous retrouvons donc ici les mêmes oscillations que dans la mer Baltique, mais elles ne s'ajoutent pas les unes aux autres pour déterminer une phase négative. Strabon, qui, comme nous l'avons vu, signale dans la mer d'Azov la flèche d'Arabat, donne également une description très exacte de la flèche de Perekop, sous le nom de *carrière d'Achille* (VII, 3, 41). La commission russe en a déduit que depuis 2 000 ans environ le niveau de la mer Noire n'a pas varié d'une façon notable.

On a cependant quelques indices de changements de niveau qui se seraient produits à l'aurore des temps historiques, et qui, en tout cas, sont postérieurs à la période glaciaire. Voici en quoi ils consistent :

Nous avons dit (I, p. 440) que sur l'emplacement actuel de la mer Égée s'étendait autrefois une terre couverte de nombreux lacs d'eau douce; plus tard cette terre s'effondra, laissant passage aux

1. Ed. Brückner, *Die Schwankungen des Wasserstandes im Schwarzen Meere und ihre Ursachen* (Meteorol. Zeitschr., III, 1886, p. 297-309). — Sur l'échange des eaux dans le Bosphore, voir Makaroff, *Ann. der Hydrogr.*, 1886, p. 332-333. [Voir aussi A. Klossovsky, *Les oscillations du niveau de la mer Noire le long du littoral russe* (Ciel et Terre, Bruxelles, XV, 1894, p. 199-213).]

2. F. Wrangell, *Einige Dichten- und Temperaturbestimmungen im Schwarzen und Asow'schen Meere* (in A. Kasperek, *Studien über die physikalischen Verhältnisse des Schwarzen und Asowschen Meeres*; Mittheil. aus d. Gebiete des Seewesens, Pola, XIV, 1886, p. 327-332, carte).

flots du IV<sup>e</sup> étage méditerranéen, qui couvrirent Milos, Rhodes et le Sud de l'île de Kos<sup>1</sup>. Plus tard encore l'effondrement de ce continent se poursuivit jusqu'à la mer Noire, et la Méditerranée entra en communication avec les mers intérieures du Sud de la Russie (mer d'Azov et mer Noire)<sup>2</sup>. Dans les Dardanelles, on observe des formations littorales méditerranéennes au-dessus du niveau actuel. Dès 1857, Spratt signalait l'existence de dépôts marins récents avec huîtres au nord de Meitos [Maïdos] et sur la côte opposée du détroit, à une altitude de 40 pieds [12 m.]; Spratt estimait que le niveau de la mer avait dû se trouver à 15 ou 20 pieds [4-6 m.] plus haut. Calvert et Neumayr ont confirmé les observations de Spratt; on aurait même trouvé dans ces dépôts un couteau de silex<sup>3</sup>. Dans l'intérieur du bassin de la mer Noire, on rencontre aussi quelques traces de ces couches très récentes, qui ne s'élèvent que fort peu au-dessus du rivage actuel et sont toujours horizontales; leur faune, qui est la faune méditerranéenne habituelle, témoigne qu'au temps où les eaux du Pont-Euxin atteignaient ce niveau, la mer n'était pas, comme aujourd'hui, dessalée, mais que sa teneur en sel devait approcher du degré de salinité normal. Abich les a fait connaître dans le détroit de Kertch et dans la péninsule de Taman, et Tchihatchef au sud de Samsoun, près de la côte de l'Asie Mineure<sup>4</sup>. Il semble donc que lors de la réunion de la mer Noire à la Méditerranée, le niveau des eaux fut un peu plus élevé qu'il ne l'est à l'époque actuelle. La mer qui entra avait une salure ordinaire; ses rives étaient comme aujourd'hui en grande partie formées de loess. C'est seulement plus tard que l'eau se dessala et qu'il se produisit un mouvement négatif.

[1. Sur l'histoire de l'Archipel, voir A. Philippson, *La tectonique de l'Égée* (Annales de Géogr., VII, 1898, p. 112-144, pl. III : carte); L. de Launay, *Études géologiques sur la mer Egée* (Annales des Mines, 9<sup>e</sup> sér., XIII, 1898, p. 157-316, 4 pl.).]

[2. Sur la formation des détroits qui séparent la Méditerranée de la mer Noire, voir A. Philippson, *Geologisch-Geographische Reiseskizzen aus dem Orient* (Sitzungsber. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde, Bonn, 1896-97, 48 p.); et *Bosporus und Hellespont* (Geogr. Zeitschr., IV, 1898, p. 16-26, 1 carte, 2 pl.).]

3. T. Spratt, *On the Geology of Varna*, etc. (Quart. Journ. Geol. Soc., XIII, 1857, p. 81); Frank Calvert und M. Neumayr, *Die jungen Ablagerungen am Hellespont* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XL, 1880, p. 366 et suiv.); voir aussi C. Peters, *Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha* (Ibid., XXVII, 1867, p. 198).

4. H. Abich, *Études sur les presqu'îles de Kertsch et de Taman* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2<sup>e</sup> sér., XXI, 1863-64, p. 270 et suiv.). Pour les observations de Beyer, ibid., p. 279. P. de Tchihatchef, *Dépôts tertiaires d'une partie de la Cilicie Trachée*, etc. (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2<sup>e</sup> sér., XI, 1853-54, p. 392). D'après Tchihatchef, ces dépôts fossilifères sont à une hauteur de 80 ou 90 pieds; mais comme leur altitude a été évaluée d'une façon toute approximative et que cette estimation est difficile, étant donnée la distance à laquelle ils se trouvent de la mer (« une demi-lieue »), je n'ai pu utiliser ce renseignement.

La mer d'Azov s'étendit ultérieurement par la destruction de ses bords, et enfin le Sivach s'en sépara<sup>1</sup>.

2. **Cote la plus basse du niveau de la Méditerranée.** — Partout où l'on a comparé, au moyen de mesures précises, les niveaux de l'Océan Atlantique et de la Méditerranée, on a trouvé pour cette mer des cotes plus basses. Nous empruntons aux travaux de l'Association géodésique internationale et aux nivellements qui lui ont été communiqués par les divers États européens, les chiffres suivants<sup>2</sup> :

	Mètres.
Swinemünde — Trieste . . .	0,499
Swinemünde — Marseille . . .	0,604
Calais — Marseille. . . . .	0,753
Brest — Marseille. . . . .	1,022
La Rochelle — Marseille. . .	0,400
Bayonne — Marseille. . . . .	0,856
Santander — Alicante. . . . .	0,663

Ces chiffres négatifs montrent que la mer Méditerranée est une région passive, et les analyses chimiques de Forchhammer conduisent à la même conclusion. Ce savant a trouvé en effet que sous l'influence du Sahara, la densité de l'eau de l'Atlantique augmente sur la côte occidentale d'Afrique, et que l'eau qui entre à Gibraltar dans la Méditerranée a une salinité de 3,63 p. 100. Mais déjà par 4° 2' de longitude, la salinité est de 3,70; elle s'élève à 3,80 et 3,83 entre les Baléares et l'Espagne et atteint 3,85 à Malte; sur les côtes de Grèce, sans doute sous l'influence du Bosphore, elle s'abaisse à 3,80. Le maximum trouvé par Forchhammer est de

1. K. F. Peters, *Die Donau und ihr Gebiet*, in-8°, Leipzig, 1876, p. 333-334. [Voir aussi N. Androussow, *Sur l'état du bassin de la mer Noire pendant l'époque pliocène* (Bull. Acad. Imp. Sc. S<sup>t</sup>-Pétersbourg, Nouv. sér., III, 1893, p. 437-448); N. Sokolow, *Ueber die Entstehung der Limane Südrusslands* (Mém. Comité Géol. S<sup>t</sup>-Pétersbourg, X, n° 4, 102 p., 1 carte, 1895; en russe, résumé en allemand); *Notes sur l'île de Beresan et sur les dislocations dans les assises pontiques des bassins de Sivach et du golfe de Perecop* (Bull. Comité Géol., XIV, 1895, p. 241-258; en russe); *Beiträge zur Kenntniss der Limane Südrusslands* (Verhandl. Russisch-K. Min. Ges., Ser. 2, XXXV, 1897, p. 1-18, pl. I : carte); *Guide des Excursions du VII<sup>e</sup> Congrès Géologique International* : Notices de N. Sokolow et P. Armachevsky (XXI) et de N. Androussow (XXIX, XXX).]

2. Verhandl. der permanent. Commiss. der Europ. Gradmessung in Hamburg, 1878, in-4°. Berlin, 1879, p. 62-66, et Verhandl. der VII. Conferenz. Berlin, 1884, p. 270 et suiv. Le chiffre — 0<sup>m</sup>,664 pour la différence de niveau entre Swinemünde et Marseille est le résultat d'un nivellement passant par la Suisse; par Amsterdam et Ostende on a trouvé — 0<sup>m</sup>,658. [Sur les progrès des nivellements de précision en Europe, voir D. A. Börsch, in H. Hergesell, *Geogr. Jahrbuch*, XVIII, 1895, p. 335 et suiv.; voir aussi Zurcher, *Note sur le niveau de la mer dans la Méditerranée* (Annales des Ponts et Chaussées, 7<sup>e</sup> sér., VII, 1<sup>re</sup> part., 1896, p. 295-297).]

3,93, chiffre donné pour les prises recueillies entre l'île de Crète et la côte africaine. Les travaux de Carpenter ont également confirmé ces résultats. Cet auteur a montré que la densité de l'eau du courant superficiel qui entre par le détroit de Gibraltar est de 1,0274, celle du courant inférieur de sortie étant, à 250 brasses, de 1,0293 (pour 3,91 p. 100 de salinité). La densité près de la surface varie entre 1,0280 et 1,0284 au voisinage de la Sicile, s'élève à 1,0284 et 1,0288 entre Malte et la Crète, pour atteindre non loin du golfe de Solloum ou de Milhr (Mellah), dans l'Est de la Cyrénaïque, 1,0293 (à 1650 brasses, 1,0294) et plus près encore de la côte africaine 1,0294 (à 365 brasses, 1,0302). La plus forte densité de l'eau de la Méditerranée se trouve donc entre la Crète et la côte africaine; c'est là que l'évaporation atteint sa plus grande valeur, en même temps que l'apport d'eau douce est réduit au minimum<sup>1</sup>.

Des conditions géographiques de la Méditerranée, bassin fermé dans une région chaude où l'évaporation est très active, il résulte nécessairement que le niveau de cette mer doit être différent de celui de l'Océan, alors même que cette dénivellation n'atteindrait pas l'amplitude que Bianconi lui attribuait il y a quelques années, en se fondant sur l'horizontalité des anciennes lignes de rivage<sup>2</sup>. On peut admettre également en toute assurance que, *la plus grande densité se trouvant entre l'île de Crète et la côte africaine, c'est là que le niveau de la mer est à la cote la plus basse*, plus bas même qu'à Alicante, à Marseille ou à Trieste, où le fait a pu être constaté par des mesures directes. Ces mesures donnent toutes une valeur négative, mais on comprend facilement que dans la partie septentrionale de l'Adriatique, en raison des apports du Pô, on obtienne pour cette valeur négative un chiffre un peu moins élevé, résultat corroboré d'ailleurs par les études de Luksch et de Wolf, qui ont

1. G. Forchhammer, *On the Composition of Sea-Water in different parts of the Ocean* (Phil. Trans. London, vol. 155, 1865, p. 203-262); W. B. Carpenter and J. Gwyn Jeffreys, *Report on Deep-Sea-Researches carried on during the Months of July, August, and September, 1870, in H. M. Ship « Porcupine »* (Proc. Royal Soc., XIX, 1871, p. 146-221), et Carpenter, *Report on Scientific Researches carried on during the Months of August, September, and October, 1874, in H. M. Surv. Ship « Shearwater »* (Ibid., XX, 1872, p. 535-644). Th. Fischer évalue à 3 mètres au minimum l'évaporation annuelle de la Méditerranée (Petermanns Mittheil., XXXI, 1885, p. 415). [Pour des données plus récentes et plus détaillées sur la salure et la densité des eaux dans la Méditerranée orientale, voir les travaux de J. Luksch et J. Wolf (Campagnes de la « Pola ») : *Berichte der Commission für die Erforschung des östlichen Mittelmeeres* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, LIX, 1892, p. 1-120, 24 pl., 12 cartes; LX, 1893, p. 1-127, 15 pl., 6 cartes; LXI, 1894, p. 65-116, 3 pl., 7 cartes.)]

2. J. J. Bianconi, *Sur l'ancien exhaussement du bassin de la Méditerranée* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2<sup>e</sup> sér., XXIII, 1865-66, p. 72-80).

trouvé pour cette mer une densité un peu plus faible sur la côte italienne que sur la côte autrichienne<sup>1</sup>.

Les travaux de Carpenter nous ont encore appris que dans l'Ouest de la Méditerranée, à partir de la profondeur de 100 brasses environ, s'étend une zone soustraite d'une manière presque absolue à l'action des courants et dont la température constante est de 13° à 14° C., tandis que dans l'Océan, à la même profondeur, on trouve une température beaucoup plus basse; d'autre part, dans la Méditerranée orientale, où l'action du soleil se fait sentir à des profondeurs plus grandes, cette masse d'eau immobile ne commence qu'entre 100 et 200 brasses. Ces couches profondes ne sont affectées d'aucun mouvement, et aucun échange ne se produit entre elles et les couches qui les surmontent. La température de l'eau, dans les zones supérieures, peut atteindre et même dépasser 26°,5 C. dans les parties les plus chaudes. C'est un peu au-dessous de la surface qu'on note les températures maxima, attendu que l'évaporation, qui est très active, a pour effet de refroidir légèrement les couches superficielles<sup>2</sup>.

Revenons à la partie de la Méditerranée située au sud de l'île de Crète. Bien que la différence entre le niveau moyen de l'Océan et celui de la Méditerranée, au sud de la France et de l'Espagne, ne soit pas négligeable et atteigne encore — 1<sup>m</sup>,022 entre Brest et Marseille, la différence entre la densité de l'eau dans l'Océan et dans la Méditerranée occidentale est assez faible, et nous devons penser qu'au sud de Chypre et au voisinage des côtes d'Afrique l'abaissement du niveau est beaucoup plus fort. C'est ce qui résulte d'ailleurs, abstraction faite de tout mouvement, du poids plus considérable de la colonne d'eau. La densité de l'eau de l'Atlantique qui entre par le détroit de Gibraltar est de 1,0274. Dans le golfe de Milhr elle est à la surface de 1,0293, et à 1 650 brasses [3 000 m.] de 1,0294. Prenons 1 650 brasses pour la profondeur la plus grande et 1,02935 pour la densité moyenne à Milhr. Une colonne d'eau de 1 650 brasses du golfe de Milhr fait équilibre à une colonne d'eau de l'Atlantique plus haute qu'elle de 6<sup>m</sup>,60. Si l'on admet pour la densité maximum le chiffre 1,0302, le calcul montre que *1 000 mètres d'eau de la Méditerranée correspondent à 1 003 mètres d'eau de l'Océan Atlantique.*

1. J. Luksch et J. Wolf, in F. Attnmayr, *Handbuch der Oceanographie*, in-8°, Wien, 1883, I, p. 360.

[2. Voir F.-A. Forel, *La thermique de la Méditerranée* (Archives des Sc. Phys. et Nat., Genève, 3<sup>e</sup> sér., XXV, 1891, p. 145-169).]

Sans doute, nous ne connaissons exactement ni la forme ni la profondeur de ce vaste entonnoir, qui se produit à la surface de la Méditerranée; mais il est naturel d'admettre que c'est aux points de dépression maxima que les changements climatiques doivent déterminer dans la hauteur du plan d'eau les modifications les plus sensibles. Or, et c'est là un fait très remarquable, les modifications les plus importantes qui se soient produites dans la ligne de rivage au cours de l'époque historique ont justement été observées sur la côte sud-ouest de l'île de Crète et jusqu'à Cérigotto.

En 1852, Leycester relatait une observation du lieutenant Mansell, qui avait trouvé au cap Krio, au sud-ouest de l'île de Crète, une ligne de rivage bien nette à 37 pieds (11<sup>m</sup>,24) au-dessus du niveau actuel de la mer. Dans la partie nord-ouest de l'île, vis-à-vis de Grabousa, et plus au nord, au cap Spada, cette ligne s'abaissait à 20 pieds (6<sup>m</sup>,07) pour descendre encore en allant vers l'est, dans la baie de la Sude, à 6 pieds (1<sup>m</sup>,80). De même, sur la côte sud, cette ligne s'abaissait en allant vers l'est, pour atteindre le niveau de la mer en face de la plaine de Gortyna <sup>1</sup>.

Nous savons que des lignes de rivage avec trous de pholades se voient sur de nombreux points des côtes de l'Italie, et que ces lignes datent d'époques fort différentes. Cette première communication de Leycester doit donc être accueillie avec la plus grande réserve.

Mais, en 1852, le capitaine Spratt revenait sur ces faits, annonçant que l'île de Crète tout entière témoignait d'un mouvement de bascule, que l'extrémité occidentale s'était notablement élevée et que l'extrémité orientale s'était légèrement abaissée, la région intermédiaire restant immobile. Il affirmait, en particulier, que les constructions de l'ancien port de Phalasarna, fréquenté pendant toute l'antiquité, se trouvent maintenant à 22 pieds 6 pouces (6<sup>m</sup>,83) au-dessus des flots.

Plus tard, en 1865, Spratt reprenait minutieusement ses observations. Beaucoup d'entre elles se rapportent à des lignes de rivage marquées sur des rochers, etc., et dont il est impossible de déterminer l'âge exact; je mentionnerai cependant les suivantes : *baie de la Sude* (partie ouest de la côte nord), petites plages où les trous de pholades montent jusqu'à + 2<sup>m</sup>,07 ou même + 2<sup>m</sup>,12; *Kisamo* (côte nord-ouest), l'ancien môle est soulevé de 5<sup>m</sup>,47 environ; *cap Grabousa* (pointe N.W.) — c'est l'une des trois îles Corycées dont

1. E. M. Leycester, *Some account of the Volcanic group of Milo, Anti-Milo, Kimolo and Polino* (Journ. R. Geogr. Soc., XXII, 1852, p. 227).

fait mention l'antiquité, et qui est réunie à la terre — les lignes de rivage montent jusqu'à + 6<sup>m</sup>,68; *Phalasarna* (côte ouest), tout l'ancien port est à sec, des terrasses marines se montrent à + 6 et 7 mètres. Les lignes de rivage où il n'existe pas d'indices de l'époque historique atteignent la hauteur maximum de + 7<sup>m</sup>,9 entre Selino et Lissos, près du cap Krio, sur la côte sud-ouest. Une ancienne plage de ce genre est également mentionnée à Zakro, à l'extrémité orientale de l'île.

Les traces de mouvements positifs sont beaucoup moins nombreuses; les principales sont les suivantes: *Metala* (au milieu de la côte sud), tombeaux creusés dans le roc et en partie submergés; *cap Sidero* (extrémité est), édifices partiellement submergés; *Spinalonga* (nord-est, dans la baie de Mirabella), où les ruines d'une ville grecque se voient sous l'eau, attestant des mouvements positifs de 1<sup>m</sup>,8 à 2<sup>m</sup>,4 et plus. Néanmoins, dans la même localité, Issel a relevé des traces de mouvements négatifs<sup>1</sup>.

Mais tous ces indices de mouvements positifs, pour des causes que nous indiquerons plus loin, ne sont pas concluants.

Nous nous trouvons ici en face d'un problème dont la solution dépend d'observations ultérieures à faire sur place. *Les quelques traces de mouvements négatifs qu'on a pu relever sur des monuments datés se trouvent toutes, à l'exception de Pouzzoles, sur le bord de la zone où des influences climatiques déterminent la dépression maximum du niveau de la Méditerranée.* Toutefois, les données précédentes indiquent pour ce mouvement une amplitude si grande (7 m. environ), que jusqu'à plus ample informé je ne puis la mettre exclusivement sur le compte d'un changement de climat; de nouvelles mesures, une enquête plus sérieuse sont indispensables avant que l'on puisse se prononcer.

C'est sur les côtes de la Méditerranée que nous devons maintenant signaler les faits les plus importants.

**3. La Méditerranée occidentale.** — Je n'ai aucun renseignement sur la nature des rivages autour du golfe de Milhr. Hamilton avait avancé qu'on trouvait près de Ben-Ghàzi, sur la rive orientale de la Grande Syrte, des indices de mouvements négatifs; mais, d'après Stacey, il s'agirait simplement là d'effondrements locaux dans

1. *Extract of a Letter from Capt. Spratt on Crete* (Journ. R. Geogr. Soc., XXIV, 1854, p. 238-239). Ces indications de Spratt et d'autres fournies par lui ultérieurement ont été traduites et coordonnées par Raulin dans sa *Description physique de l'île de Crète*, in-8°, Bordeaux, 1869, III, p. 681-691; pour Spina Longa voir Issel, *Oscillazioni lente del suolo*, p. 279.

l'épaisseur du plateau calcaire, comme il s'en produit souvent dans la région<sup>1</sup>. Stache fait remarquer que les deux îles basses de Kerkena et de Djerba, qui s'élèvent à peine au-dessus des flots, sont déjà mentionnées par Hérodote, ce qui indiquerait que le niveau de la mer n'a pas sensiblement varié depuis le temps où vivait l'historien grec<sup>2</sup>. Partsch et Rolland s'accordent à reconnaître que, pendant l'époque historique, les rivages ne se sont pas modifiés aux environs de Tunis, comme le prouve l'état de la lagune<sup>3</sup>. Des dépôts marins récents se montrent sur les côtes de l'Algérie. C'est ainsi que, d'après Bleicher, on observe sur le littoral de la province d'Oran les traces d'une ancienne mer jusqu'à 150 mètres au-dessus du niveau actuel, et ces traces deviennent de plus en plus nettes à mesure que l'on se rapproche des cotes + 40 et + 20 mètres. A + 7 et + 8 mètres, on trouve un cordon de grès assez régulier, ne contenant que des coquilles d'espèces actuellement vivantes. Mais je ne sais pas que dans cette région on ait noté, depuis l'époque historique, des changements du niveau de la mer<sup>4</sup>.

1. G. B. Stacey, *On the Geology of Benghazi, Barbary: and an Account of the Subsidences in its Vicinity* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXIII, 1867, p. 384-386). Hamilton, Beechey et Barth avaient cru devoir admettre des déplacements positifs. De même Beurmann, *Zeitschr. f. allg. Erdkunde, neue Folge*, XII, 1862, p. 409, et Th. Fischer, *Küstenveränderungen im Mittelmeergebiet* (*Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde*, Berlin, XIII, 1878, p. 156).

2. G. Stache, *Die projectirte Verbindung des algerisch-tunesischen Chott-Gebietes mit dem Mittelmeer* (Mittheil. k. k. Geogr. Ges. Wien, XVIII, 1875, p. 341). Barth avait cru à des mouvements négatifs; beaucoup d'auteurs ont voulu rattacher à ces mouvements la formation du *Palus Tritonis*. [Sur la question du lac Triton, voir R. Neumann, *Nordafrika (mit Ausschluss des Nilgebiets) nach Herodot.*, in-8°, Leipzig, 1892, chap. II; Rouire, *Revue de Géogr.*, XXXVIII, 1896, p. 342-351; J. Toutain, *Bull. Soc. des Antiquaires de Fr.*, année 1899, p. 261.]

3. J. Partsch, *Die Veränderungen des Küstensaumes der Regentschaft Tunis in historischer Zeit* (Petermanns Mittheil., XXIX, 1883, p. 201-211; XXXI, 1885, p. 154); Rolland, *C. R. Acad. Sc.*, CIV, 1887, p. 600. Th. Fischer, qui avait émis une opinion opposée, s'est plus tard rallié à la manière de voir de Partsch.

4. Bleicher signale l'existence de coquilles terrestres se rattachant à des formes vivantes (*Note sur la Géologie des environs d'Oran*, *Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 3<sup>e</sup> sér., III, 1874-75, p. 187-195). Quelques espèces telles que *Alexia algerica* apparaissent déjà à + 40 mètres au milieu de coquilles marines. — Ce sont là les *Concrete beds* d'Oran déjà observés par Tristram; G. Maw, *Geological Notes on a Journey from Algiers to the Sahara* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXX, 1874, p. 105 et suiv.). Th. Fischer a rassemblé d'intéressantes observations sur l'action érosive des vagues, sur la côte du Nord de l'Afrique; il pense d'ailleurs que le phénomène doit être facilité par un déplacement positif de la ligne de rivage dont l'amplitude irait en diminuant vers l'est. Les données fournies à l'appui de ce dire ne me paraissent pas convaincantes (voir les *Küstenstudien aus Nordafrika* du même auteur, Petermanns Mittheil., XXXIII, 1887, p. 5). [Sur les mouvements des rivages en Algérie à l'époque quaternaire et l'allure très uniforme des dépôts marins qui caractérisent le littoral de cette région, voir L. J. B. de Lamothe, *Note sur les anciennes plages et terrasses du Bassin de l'Isser (Département d'Alger) et de quelques autres bassins de la côte algérienne* (*Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 3<sup>e</sup> sér., XXVII, 1899, p. 257-303, pl. III : carte).]

Il en est de même à *Gibraltar*; Smith et Maw ont observé sur le versant oriental du Rocher, dans la baie Catalane, une masse de sable stratifié qui monte jusqu'à 700 pieds (210 m.) et dans laquelle Smith a trouvé la *Patella ferruginea*. Des traces de lignes de rivage sont marquées à différentes hauteurs sur les falaises, mais on ne signale depuis l'époque historique aucune modification par rapport au niveau actuel<sup>1</sup>.

A l'ouest du delta du Rhône, le fait que la ville d'*Aigues-Mortes* (*Aquæ Mortuæ*), où saint Louis s'embarqua en 1248 et en 1270 pour aller combattre les infidèles, se trouve actuellement à 3 kilomètres de la mer, a été souvent invoqué comme prouvant que des changements de niveau importants sont survenus dans cette partie de la Méditerranée à une époque relativement récente. Mais ce qu'on oublie de dire, c'est que si le roi est bien parti d'Aigues-Mortes, la ville était déjà, alors comme aujourd'hui, située dans l'intérieur des terres et sur le bord d'une lagune, que saint Louis fit relier à la mer par un canal. L'embarquement sur les grandes galères génoises et vénitiennes n'eut pas lieu à Aigues-Mortes, mais en un point situé encore aujourd'hui au bord même de la mer et qui a conservé le nom de Grau Louis.

En dehors de ce détail, la situation d'Aigues-Mortes, très bien décrite par Ch. Lenthéric, nous amène à dire un mot des flèches littorales.

En parlant de la mer du Nord, nous avons déjà eu l'occasion d'indiquer comment les vagues, arrivant sur une côte plate, accumulent le sable sous la forme de dunes disposées en arc de cercle ou de longs cordons littoraux. Le vent aidant, si, comme c'est le cas d'ordinaire, la direction des vagues n'est pas absolument normale au rivage, il en résulte des déplacements importants. Supposons, par exemple, qu'un fleuve vienne à déboucher dans l'est et que les sables soient entraînés vers l'ouest: il se formera de ce côté un musoir, qui, une fois rattaché au point fixe le plus proche, se transformera en flèche littorale. Mais des circonstances secondaires peuvent très bien modifier les conditions de ce transport. Il se formera alors un nouveau musoir, et avec le temps une nouvelle flèche, qui sera séparée de la première, désormais relé-

1. J. Smith, *On the Geology of Gibraltar* (Quart. Journ. Geol. Soc., II, 1846, p. 41-51); G. Maw, *On the Evidences of Recent Changes of Level in the Mediterranean Coast-Line* (Geol. Mag., VII, 1870, p. 552); voir aussi F. von Hochstetter, *Reise der Novara*, II, 1866, p. 4, et Ramsay and Geikie, *Geology of Gibraltar* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIV, 1878, p. 321-325).

guée dans l'intérieur des terres, par une lagune ou un marais. La présence d'un bouquet d'arbres suffit parfois, à ce qu'on croit, pour provoquer une pareille déviation. Le déplacement d'une bouche fluviale dans le delta peut surtout jouer un grand rôle, car les matériaux charriés serviront d'amorce à une nouvelle flèche. Dans la nature, ces actions sont très lentes; si donc, au voisinage d'une embouchure, on observe plusieurs flèches successives, situées les unes derrière les autres et séparées par des lagunes, et si ces lagunes ne montrent d'autres changements que ceux qui résultent du progrès des atterrissements, en d'autres termes, si toute cette série de flèches a pour base le même fond horizontal, il est certain que depuis la formation de la flèche la plus ancienne, celle qui se trouve le plus avant dans les terres, aucune modification importante ne peut s'être produite dans la hauteur de la ligne de rivage.

A Aigues-Mortes on observe quatre de ces cordons littoraux, disposés en retrait les uns derrière les autres et aboutissant dans l'ouest à un musoir unique (fig. 117); ils sont séparés par des étangs, et la ville est située entre le deuxième et le troisième cordon. Le Grau Louis, point d'embarquement des Croisés, se trouve vers l'extrémité du quatrième et dernier de ces cordons littoraux, que viennent battre actuellement les flots de la mer, et celui-ci, le plus récent, n'a pas changé depuis six siècles. Depuis que l'embouchure du Petit-Rhône a été reportée à l'est d'Aigues-Mortes, au xv<sup>e</sup> siècle, il s'est formé l'amorce d'une nouvelle flèche, la « Terre-Neuve », et Martins estime que si les tempêtes ne viennent pas la détruire, cette cinquième flèche, traversant le golfe d'Aigues-Mortes, atteindra l'autre rive d'ici dix-huit siècles, dans la direction de Montpellier.

Les niveaux de la base des quatre cordons littoraux d'Aigues-Mortes concordent si bien qu'en 1840, lors des inondations du Rhône, les parties basses comprises entre ces cordons furent remplies, et l'eau s'avança jusqu'aux remparts d'Aigues-Mortes, dont on dut fermer les portes, tandis que de grandes barques venant du Rhône purent arriver jusqu'à la ville<sup>1</sup>.

L'extension et l'allure des cordons littoraux à l'ouest de l'em-

1. Ch. Lenthéric, *Les villes mortes du golfe de Lyon*, in-8°, Paris, 1876, surtout pl. XII et p. 351-383; Ch. Martins, *Une ville oubliée : Aigues-Mortes : son passé, son présent, son avenir* (Revue des Deux Mondes, 1874, I, p. 780-816, et C. R. Acad. Sc., LXXVIII, 1874, p. 1748-1750); De Cossigny, *Sur la corrélation qui existe entre les oscillations du sol et la configuration des côtes de la mer* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., III, 1874-75, p. 358-367). Ce dernier auteur a avancé que chaque cordon littoral indique une oscillation, opinion contredite par la formation d'une cinquième flèche à l'époque actuelle. [Voir aussi

bouchure du Rhône sont la preuve d'une longue stabilité dans les conditions d'altitude de la ligne de rivage. C'est ce que Martins a bien montré. On ne pourrait admettre que des oscillations de faible amplitude, très régulières et se compensant alternativement; or, de celles-là même, il n'y a pas trace.

Au sud et à l'est du delta, la marche des atterrissements est

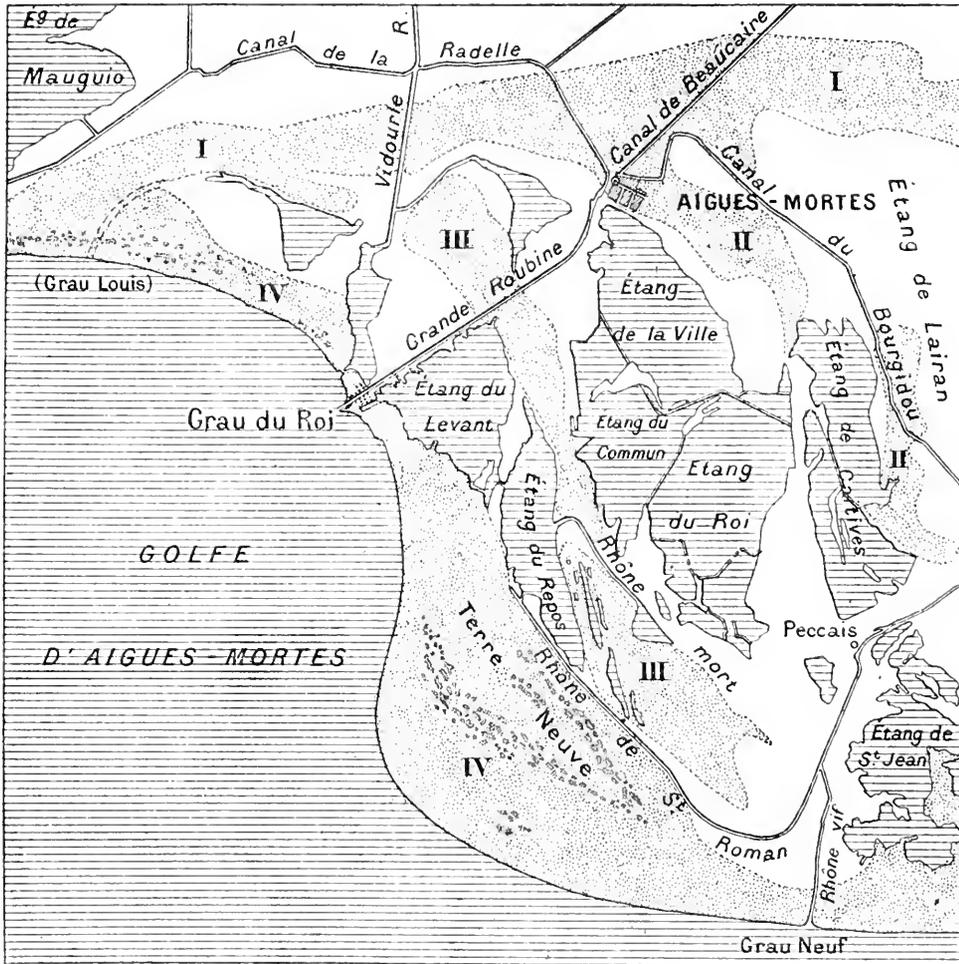


FIG. 117. — Cordons littoraux d'Aigues-Mortes, d'après la feuille de Montpellier (n° 233) de la Carte géologique détaillée de la France. — Échelle de 1 : 160 000.

loin d'être aussi régulière : sur certains points, c'est la terre qui avance; ailleurs, la mer entraîne plus de matériaux que le fleuve

Ch. Flahault et P. Combres, *Observations sur la part qui revient au cordon littoral dans l'exhaussement actuel du delta du Rhône* (Bull. Soc. Languedocienne de Géogr., XVII, 1894, p. 5-23, pl. I, II); L. Malavialle, *Le littoral du Bas-Languedoc* (Ibid., p. 187-254; renferme une bibliographie); Gros, *Notice sur le port d'Aigues-Mortes*, in-4°, 14 p., 1 pl., Paris, 1894 (Ministère des Travaux Publics, *Ports maritimes de la France*, t. VII 1<sup>re</sup> partie); A. Duponchel, *Les atterrissements du Rhône dans la région d'Aigues-Mortes* in-8°, 47 p., 2 cartes, Montpellier, 1894.]

n'en apporte, et le continent recule. C'est ainsi qu'on peut expliquer que deux redoutes construites sous Louis XIV se trouvent actuellement dans la mer, à une certaine distance du rivage.

Nous avons déjà signalé la stabilité des cordons littoraux de la côte ouest de l'Italie<sup>1</sup>, démontrée par la présence de voies romaines et par le fonctionnement de l'ancien émissaire établi sous le rocher de Cosa; nous avons également décrit l'exemple de Pouzoles. De tous ces témoignages, on peut conclure que *la Méditerranée occidentale ne présente pas de traces d'oscillations des lignes de rivage pendant l'époque historique; et certains faits, la disposition des cordons littoraux d'Aigues-Mortes par exemple, indiquent d'une façon concluante un état depuis fort longtemps stationnaire.*

4. **Venise.** — Nous rappelant le rôle important que Manfredi et Frisi ont joué dans la discussion du phénomène des déplacements de la ligne de rivage, il est nécessaire de passer en revue les faits constatés à Venise.

L'embouchure du Pô, dont l'examen est fort instructif, a été très bien étudiée, et les changements subis par le tracé du rivage dans cette région ont été notés depuis le xvi<sup>e</sup> siècle. A la fin du siècle dernier, Zandrini affirmait d'une façon formelle que le niveau de la mer, à Venise, s'élève; plus près de nous, Luciani, Issel et Kovatsch ont réuni les diverses données relatives à cette question<sup>2</sup>. Mais, ici encore, il nous faut considérer l'ensemble pour ne pas nous laisser tromper par des faits d'importance secondaire.

Les alluvions du Pô dépassent aujourd'hui de beaucoup le bord externe du Lido et les atterrissements du fleuve s'avancent dans la mer<sup>3</sup>. Au nord de cette partie principale du delta se trouvent

[1. Sur les observations récentes dont les déplacements du rivage ont été l'objet en Italie, voir A. Issel, *I bradisismi d'Italia secondo i più recenti studi* (Atti 2<sup>o</sup> Congr. Geogr. Ital., Roma, 1896, p. 165-174).]

2. Parmi les nombreux mémoires relatifs à cette question, je me contenterai de citer : Aug. Zandrini, *Esame di alcuni fatti geologici giudicati da taluno conducenti a dimostrare l'invariabilità del livello del Mare* (Mem. Ist. Lomb. Ven., II, 1843, p. 213-226); ce n'est que plus tard que la théorie du soulèvement a trouvé des défenseurs; voir par exemple Bullo, *Sopra la vulcanicità ed il lento abbassamento del suolo nella Venezia maritima*, in-8<sup>o</sup>, Padova, 1871. — J. Luciani, *Movimenti littorali della Provincia di Venezia* (Boll. Soc. Geogr. Ital., XVIII, 1881, p. 576-585); Issel, *Le oscillazioni lente del suolo o Bradisismi*, in-8<sup>o</sup>, Genova, 1883, p. 250-269; M. Kovatsch, *Die Versandung von Venedig und ihre Ursachen*, in-8<sup>o</sup>, Leipzig, 1882, p. 143. [Voir aussi Pr. Lanzoni, *Il porto di Venezia*, in-4<sup>o</sup>, 48 p., 6 pl., Venezia, 1895; D. Mantovani e P. Molmenti, *Le isole della laguna veneta, I-VII* (Nuova Antologia, Ser. 3<sup>a</sup>, XLIX, L, 1894, *passim*).]

[3. Sur le taux actuel de cet allongement, voir G. Marinelli, *L'accrescimento del delta del Po nel Secolo XIX* (Rivista Geogr. Ital., V, 1898, p. 24-37, 65-68, carte à 1 : 500 000); voir aussi la carte de H. Berghaus, *Physikalischer Atlas*, Abt. II, *Hydro-*

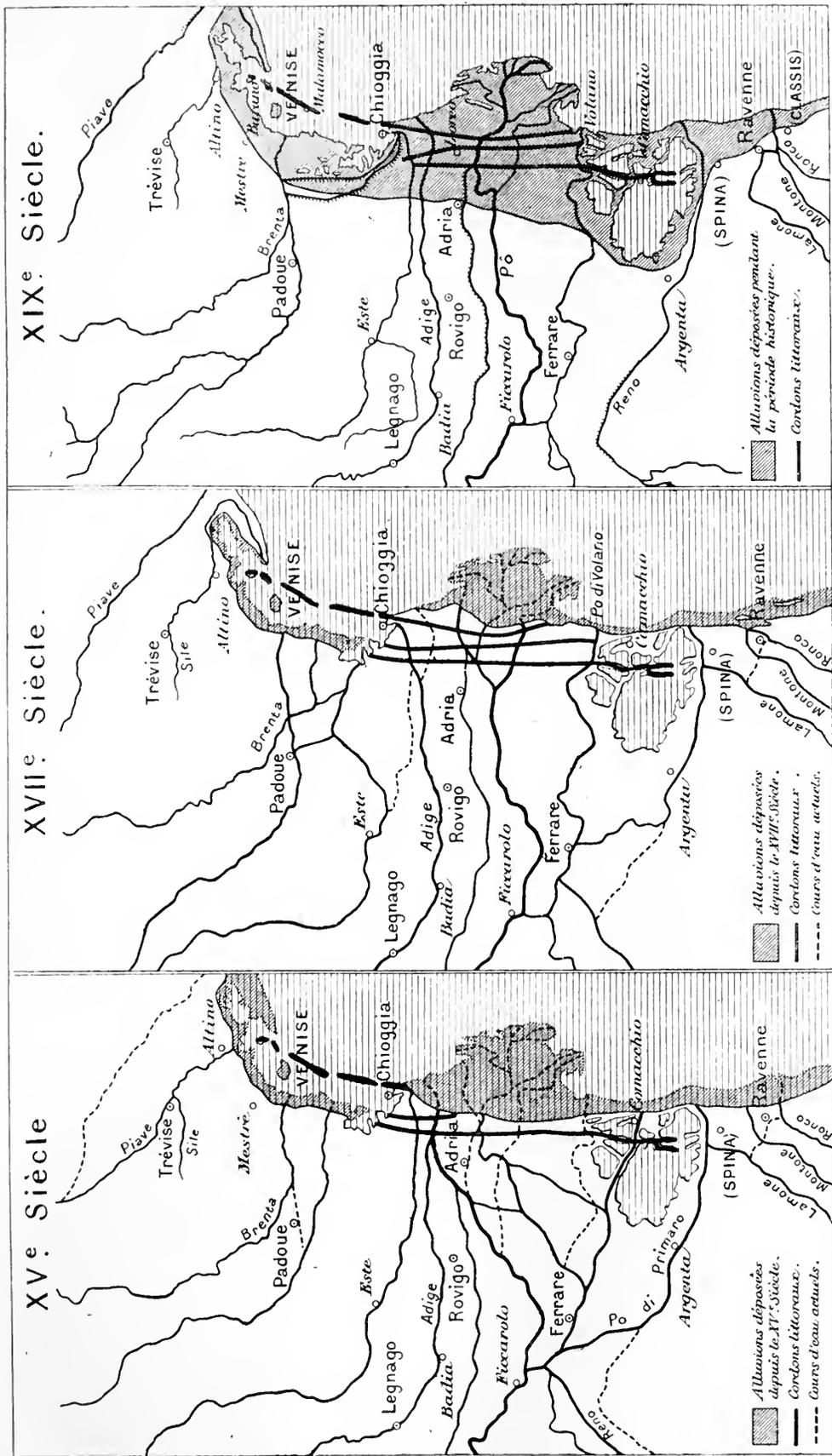


Fig. 118. — Accroissement du Delta du Pô pendant la période historique, d'après E. Reyer (*Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde*, Berlin, XVII, 1882, p. 416). — Échelle de 1 : 1 850 000.



les lagunes de Venise, et au sud celles de Comacchio. D'autres rivières importantes, comme l'Adige et la Brenta, ont leurs bouches voisines de celle du Pô, et les modifications qu'a eu à subir leur cours inférieur n'ont pas été sans influencer sur la structure des « Pays-Bas » adriatiques. A l'époque romaine, le Pô jetait une partie considérable de ses eaux au sud-est, dans la direction de Ravenne, en utilisant le lit inférieur, aujourd'hui ensablé, du Reno. C'est seulement beaucoup plus tard, après que le Pô, en 1150, se fut creusé un nouveau lit passant par Ficcarolo en amont de Ferrare, et qu'on eut commencé, en 1526, les travaux de dérivation du Reno dans le Pô au-dessus de cette ville, que se constituèrent peu à peu les embouchures actuelles de ce fleuve, qui auparavant entraînait ses alluvions, du moins en grande partie, dans les lagunes de Comacchio. — L'Adige a plusieurs fois changé de lit, et s'est déplacé en général vers le sud. — L'embouchure de la Brenta a été reportée au sud par des travaux artificiels<sup>1</sup>.

Mais, comme le montrent très bien les petites cartes publiées par Reyser (fig. 118), trois cordons littoraux parallèles s'étendent à travers le delta du Pô depuis les lagunes de Comacchio jusqu'aux lagunes de Venise; et entre ces trois lignes la contrée est si basse que le Pô et l'Adige, en allongeant leurs cours inférieurs, ont pu les couper à leur gré en utilisant d'anciennes ouvertures<sup>2</sup>. De ces trois cordons littoraux le plus ancien, comme à Aigues-Mortes, est celui qui est le plus loin de la mer, du côté de l'ouest, et il est évident que, depuis sa formation, le niveau du rivage ne s'est pas modifié d'une manière sensible. Or ce cordon est bien antérieur à tous les documents historiques.

Si donc on n'en constate pas moins à Venise un affaissement continu du sol, la cause doit en être cherchée dans des conditions toutes locales. H. de Collegno a montré depuis longtemps qu'il ne s'agit là que du tassement des alluvions. L'affaissement qui s'est produit près de l'embouchure du Sile et qui, du XI<sup>e</sup> au XVI<sup>e</sup> siècle, a fait disparaître sous les flots la riche cité de Cà di Riva et les

*graphie*, Taf. IX, 1891, reprod. dans A. de Lapparent, *Traité de Géologie*, 4<sup>e</sup> éd., 1900, p. 226. — Sur le régime actuel du Pô, voir F. Brioschi, *Idrometria del Po*, 1878-79-80. *Relazione provvisoria*, in-4<sup>o</sup>, 88 p., 17 pl., Roma, 1898 (Ministero dei Lavori Pubblici), et les *Memorie illustrative della Carta idrografica d'Italia*.]

[1. P. Pinton, *Idrografia e Toponomastica dell'antica Saccisica. Note di Geografia storica* (Bull. Soc. Geogr. Ital., Ser. 3<sup>a</sup>, VII, 1894, p. 556-570, 887-914, carte); B. Frescura, *La Brenta, storia di un fiume* (Rivista Geogr. Ital., III, 1896, p. 425-434, 489-508; renferme une bibliographie).]

2. E. Reyser, *Aenderungen der venezianischen und toscanischen Alluvialgebiete in historischen Zeit* (Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XVII, 1882, p. 128).

plaines fertiles qui l'entouraient doit être considéré, quelle qu'en soit l'importance, comme le résultat d'une dépression locale de ces alluvions. Non loin de là, la ville de Torcello, jadis florissante, a été envahie par les marais et n'est plus qu'un amas de ruines, et peut-être ne faut-il voir dans le sort qu'elle a subi que l'extension du même phénomène; Kovatsch mentionne d'ailleurs l'existence d'une source d'eau douce dans la crypte de l'église principale de cette localité, ce qui indique bien que le mouvement continue. Il faut également considérer comme un affaissement local le vaste bassin des Mille Campi, près de l'embouchure actuelle de la Brenta, qui s'est formé depuis le commencement du xvii<sup>e</sup> siècle et qui est recouvert aujourd'hui de 4 à 6 pieds d'eau. Luciani estime que sur plusieurs points, en particulier là où l'on constate un affaissement inégal des édifices, par exemple aux tours de San Giorgio dei Greci et de San Stefano, il faut sans doute attribuer ce phénomène à des causes locales, mais, à son avis, il se produirait en outre un déplacement général du rivage, comme le prouveraient les observations qui ont eu les côtes rocheuses du Nord de l'Adriatique pour objet. Reyer admet, avec Collegno, un tassement continu des alluvions; de plus, il est disposé à croire que l'ensemble de ces atterrissements subit, avec le temps, une sorte de lent écoulement vers le fond de la mer.

Les puits artésiens ont montré combien le sous-sol de Venise est peu stable. Après bien des essais infructueux de forage dans ces terrains tout imbibés d'eau, Degousée, de 1846 à 1849, fit exécuter plusieurs sondages dont quelques-uns atteignirent 120 mètres de profondeur. L'eau qui sortit alors, en s'élevant jusqu'au-dessus du sol, était accompagnée de débris organiques d'origine végétale et de gaz combustibles provenant évidemment de la décomposition de ces débris. Au cours des dernières décades, le débit de ces puits a cessé ou du moins s'est beaucoup ralenti, ce qui doit tenir à des mouvements dans les couches profondes du sol<sup>1</sup>.

Dans quelques cas, le jaillissement de l'eau fut accompagné de véritables éruptions; F. von Hauer a raconté celle qui s'est produite le 11 avril 1866 près de San Agnese. Le forage avait été

1. P. Paleocapa, *Considerazioni sulla costituzione geologica del bacino di Venezia e sulla probabilità che vi riescano i pozzi artesiani*, in-8°, Venezia, 1846; C. A. de Challaye, *Sur les Puits artésiens à Venise* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2<sup>e</sup> sér., V, 1847-48, p. 23-26), J. Degousée, *Note sur les alluvions formant les lagunes vénitienes, et sur les puits artésiens de la ville de Venise exécutés par J. Degousée de 1846 à 1849* (Ibid., 2<sup>e</sup> sér., VII, 1849-50, p. 481-484, pl. VIII); T. A. Catullo, *Materie terrose ottenute dalla perforazione artesiane praticata nel Campo di Santa Maria Formosa* (Atti Ist. Ven., ser. 2, IV, 1853, p. 167). On trouvera dans A. Tylor, *Formation of Deltas* (Geol. Mag., IX, 1872, pl. XI, fig. 1), une coupe générale des puits d'après Degousée et Laurent.

poussé jusqu'à 50 mètres de profondeur, quand s'éleva une colonne boueuse de sable et de tourbe dont la hauteur dépassait 40 mètres et qui, retombant sur le toit des maisons, transforma les rues en torrents de vase. L'éruption continua avec plus ou moins de violence pendant plusieurs heures; alentour, le sol s'affaissa et les maisons voisines durent être évacuées <sup>1</sup>.

L'histoire de Venise est pleine d'événements qui attestent la nature spéciale du sous-sol. En 1105, Malamocco fut submergé par un ras de marée coïncidant sans doute avec un tremblement de terre, et le niveau des rues s'affaissa tellement qu'après la catastrophe, la ville resta inhabitable; l'évêché fut transféré à Murano et le couvent de Saint-Cyprien rétabli dans la même localité, et en 1110, le doge Ordelafo Faliero donna l'ordre de reconstruire la ville en des lieux mieux garantis contre les incursions de la mer <sup>2</sup>. L'année 1117 fut marquée dans la Haute Italie par une série de tremblements de terre violents et continuels; Vérone et Parme eurent beaucoup à en souffrir, la cathédrale de Crémone s'écroula et cette catastrophe coûta la vie à plusieurs milliers de personnes <sup>3</sup>; le 13 janvier de la même année, pendant un tremblement de terre dont les effets furent désastreux sur d'autres points, mais qui fut moins grave à Venise, le sol s'entr'ouvrit, laissant s'échapper des torrents d'eau sulfureuse; les gaz qui en sortaient prirent feu et l'église de Saint-Hermagoras devint la proie des flammes <sup>4</sup>.

Il est inutile de multiplier ces exemples, qui montrent combien

1. F. v. Hauer, *Wasserausbruch bei einem artesischen Brunnen in Venedig* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XVI, 1866, Verhandl., p. 63).

2. Il n'est pas absolument certain que l'abandon de la ville ait été dû à un tremblement de terre; la plupart des auteurs citent à ce propos la chronique d'Andr. Dandolo; mais celui-ci dit: « His diebus Mathemaucensis civitas similiter maris proflagrationibus et incendiis devastata, tandem in totum submersa est. Ex quibus angustiis Venetia, cujus fama jam per orbem divulgata erat, in intimum conquassata est. — Post hæc terremotus immensis superveniens afflictis afflictionem adjunxit. » (Muratori, *Rerum Italicarum Scriptores*, XII, p. 260). Sanuto dit également: « In questo giorno la città di Malamocco pel mare grande che venne, si sommerse; e fu in Venezia un grandissimo tremuoto, che rovino assai chiese e case... » « Nel 1110 nel' ottavo anno del Ducato di questo Doge avendosi compaSSIONe della Chiesa Episcopale di Malamocco i della città dal Mare sommersa, fu determinato di rafarla più in quà sicura dal mare... » (*Vita Ducum Venetorum*; Muratori, XXII, p. 485).

3. L. A. Muratori, *Annali d'Italia*, in-4°, Milano, 1744, p. 384.

4. Andr. Danduli, *Venetorum Ducis, Cronicon Venetorum* (Muratori, XII, p. 266): « XV<sup>mo</sup> Ducis anno die 13. januarii Indictione 10<sup>ma</sup> fuit terræmotus, mitior, alicubi validior, qui ædificia obruit, montes et rupes contrivit; terra etiam aperitur et aquas sulphuræas emittit; et ex hoc combusta est Ecclesia Sancti Hermagoræ cum adjacentis suis. Manus autem Sancti Joannis Baptistæ divinitus illæsa ab igni permansit. » — Sanuto dit (Ouvr. cité, p. 485): « Nel 1117, in questi giorni a Venezia fu un grandissimo tremuoto, e venne un acqua sulfurea, che appiccò fuoco nella Chiesa di Sant' Ermagora, e quella abbruciò. Ma la man destra del glorioso S. Giovanbattista fu illesa trovata

le sol alluvial de cette région est imprégné d'eau et de gaz combustibles. On ne saurait s'attendre à trouver dans un pareil territoire une ligne de rivage bien fixe, et peut-être faut-il s'étonner plutôt de sa stabilité relative pendant tant de siècles, malgré le poids énorme des constructions qui s'y sont élevées et qui ont vu l'un des plus brillants épanouissements du génie humain<sup>1</sup>.

On ne peut nier toutefois qu'à côté de ces phénomènes certains indices témoignent d'un mouvement positif, sinon très accusé du moins continu, de la ligne de rivage. Les plus importants sont les légers changements de niveau dont on peut voir la trace au pied du Palais des Doges, et sur lesquels nous ne possédons d'ailleurs que des données assez contradictoires. Mais il n'y a pas de doute que ces changements de hauteur du plan d'eau ne puissent résulter du déplacement des fleuves et de leur marche en avant par rapport à la mer. Toute déviation des embouchures vers le sud et toute amélioration des passes, comme on l'a vu de nos jours à Malamocco, ont dû amener le niveau des lagunes à être de plus en plus voisin de celui de l'Adriatique, et produire ainsi un léger déplacement négatif; l'abandon de ces travaux devait au contraire déterminer un léger déplacement positif. Si l'on possédait des indications vraiment exactes sur les variations successives du niveau moyen des eaux dans les lagunes, au cours des siècles, ces travaux seraient certainement mis en évidence par la suite des chiffres.

Comme Venise, Ravenne est bâtie sur pilotis, et ce que nous savons des anciennes constructions aujourd'hui submergées doit s'expliquer sans doute de la même manière<sup>2</sup>.

En somme, pour tout ce domaine, les résultats de notre étude

dal fuoco, che fu grandissimo miracolo a tutta le Terra. » — Les gaz combustibles des puits du Campo S. Polo ont été analysés par Kauer et Bizio, Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien., XLIV, 2. Abth., 1862, p. 69-70.

[1. Sur le sol de Venise, les lagunes et le delta du Pô, voir un bon résumé dans Th. Fischer, *Das Halbinselland Italien* (in Kirchhoff, *Länderkunde von Europa*, II, 2. Hälfte, 1893), p. 332 et suiv. ; W. Deceke, *Italien*, in-8°, Berlin [1898], p. 379 (Bibliothek der Länderkunde, 3-4).]

2. Le *Spicilegium historiae ravennatæ* (in Muratori, *Scriptores Rerum Italicarum*, I, 6, p. 568) s'exprime ainsi au sujet de la construction du temple de Galla Placidia : « Iterum Augusta sudibus locum implet super quos lapidea fundamenta componit. — Erat enim palustris locus qui sua mobilitate structuram lapidum non admittebat. » — Vitruve, à propos des pilotis, s'exprime ainsi : « Est autem maxime id considerare Ravennæ, quod ibi omnia opera et publica et privata sub fundamentis ejus generis habent palos. » (II, cap. IX; voir ci-dessus, p. 12, noté 1). — Autres doutes chez von Hoff, *Geschichte der natürlichen Veränderungen*, I, 1822, p. 467 et suiv., surtout p. 469 : « Les divers faits qui ont été considérés comme attestant un relèvement de l'Adriatique sont loin d'être aussi incontestables que certains auteurs italiens ont bien voulu le dire; et

peuvent être résumés de la façon suivante : de temps en temps, certaines parties des atterrissements glissent; les lagunes, selon les époques, sont plus ou moins remplies d'eau, mais la situation des anciennes flèches littorales montre que les oscillations se compensent et que depuis fort longtemps il ne s'est produit aucun changement sérieux.

5. **Les côtes dinaro-tauriques.** — Tandis que toute la Méditerranée occidentale, depuis la Petite Syrte jusqu'à Gibraltar, se trouve comprise à l'intérieur d'un des arcs de l'Eurasie, la partie orientale se divise en deux moitiés, l'une septentrionale, correspondant à l'arc dinaro-taurique, l'autre méridionale, formant le bord nord du plateau désertique. La moitié nord est disposée suivant le type pacifique, la moitié sud suivant le type atlantique; à la première se rattachent la Crète et Chypre; à la seconde, qui est l'avant-pays, Malte; et ces deux moitiés se comportent l'une par rapport à l'autre comme la mer des Antilles relativement au golfe du Mexique; en Amérique, toutefois, c'est la partie nord qui est l'avant-pays, et le delta du Mississipi, par où s'écoulent toutes les eaux du plateau, correspond au delta du Nil.

Il résulte de l'examen comparatif de nombreux séismes marins auquel s'est livré E. Rudolph que ceux-ci, de même que toutes les manifestations séismiques ou volcaniques en général, sont bien plus fréquents au voisinage des côtes construites suivant le type pacifique que près de celles qui présentent le type atlantique. Cette conclusion s'applique également à la région qui nous occupe : la partie dinaro-taurique de la Méditerranée orientale est beaucoup plus souvent troublée par des tremblements de terre que l'avant-pays, et de même l'arc des Antilles subit des secousses bien plus fréquentes que le domaine du golfe du Mexique<sup>1</sup>. Cet important résultat comporte cependant une réserve en ce qui concerne la partie de l'avant-pays contiguë aux chaînons du Taurus, le long des grandes fractures de la Syrie et jusqu'au delà de la mer Morte, zone qui est souvent ébranlée; mais, en général, l'opposition est très nette entre les deux régions, et l'Égypte, dont le sol est toujours en repos, contraste d'une manière absolue sous ce rapport avec l'Archipel grec, si fréquemment agité par des tremblements de terre.

d'autres savants de ce pays, qui se sont trouvés dans des circonstances aussi favorables pour les observer et qui étaient aussi capables de les voir, ont contesté la chose de la façon la plus catégorique. »

1. E. Rudolph, *Ueber submarine Erdbeben und Eruptionen* (Beitr. z. Geophysik, herausg. von G. Gerland in-8°, Stuttgart, 1887, I, p. 133-365, surtout p. 244).

Il convient donc de séparer ces deux régions; considérons d'abord la région dinaro-taurique, c'est-à-dire les côtes et les îles qui s'étendent entre Trieste et Antioche.

Pour ce domaine, nous possédons le travail magistral de Boblaye sur les côtes du Péloponnèse, ouvrage qui bien que relativement ancien n'en est pas moins fort utile à consulter, en raison des observations très précises et des déductions dégagées de tout esprit préconçu qu'il renferme. Nous avons en outre, comme source de renseignements, de nombreux travaux de détail; à ce point de vue, deux études d'ensemble de date récente offrent un intérêt particulier : l'important mémoire de Cold sur l'Archipel grec et celui de Tietze sur les côtes de la Lycie <sup>1</sup>.

Sur toutes ces côtes, on voit les fleuves en plein travail d'alluvionnement, répandant sur des espaces plus ou moins étendus leurs nappes de sable et de limon <sup>2</sup>. Il en est ainsi depuis l'embouchure de la Narenta jusqu'au port de Tarse, comblé dès l'époque romaine. Les écrivains de l'antiquité étaient déjà très exactement fixés sur ce point : « Il me paraît clair, dit Hérodote (II, 10), que l'espace compris entre les chaînes de collines situées au delà de Memphis a été autrefois une baie; c'est le même phénomène qui s'est produit à Troie, à Teuthranie, à Éphèse et dans la plaine du Méandre, du petit au grand, car on ne peut comparer les rivières qui ont formé les dépôts en question même à un des cinq bras du Nil. Il y a cependant des cours d'eau qui, tout en ayant un débit plus faible que le Nil, n'en ont pas moins fourni un travail considérable. Je pourrais citer entre autres, non parmi les moindres, l'Acheloüs, qui arrose l'Acarnanie et qui a déjà rattaché à la terre ferme la moitié des îles Échinades. »

Thucydide, Strabon, Pausanias parlent des atterrissements de l'Acheloüs. Au cours des siècles, le fleuve n'a cessé de colmater en avant de son embouchure, et c'est ainsi qu'ont pris naissance les vastes lagunes de Missolonghi. Boblaye estime que le courant du golfe de Lépante finira par arrêter ce comblement.

Le lent travail d'alluvionnement du Sperchios a fini par transformer les Thermopyles, qui ont cessé d'être l'étroit défilé qu'elles

1. *Expédition scientifique de Morée*, II, 2<sup>e</sup> partie, *Géologie et Minéralogie*, par Puillon de Boblaye et Th. Virlet, in-4°, Paris, 1833, p. 316-375; C. Cold, *Küstenveränderungen im Archipel*, 2. Aufl., in-8°, München, 1886, carte; E. Tietze, *Beiträge zur Geologie von Lykien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXV, 1883, p. 367-384). [Voir aussi A. Philippson, *Der Peloponnes*, in-8°, Berlin, 1892, p. 435-437.]

[2. Voir pour des exemples, H. Berghaus, *Physikalischer Atlas*, Abt. II, *Hydrographie*, 1891, pl. IX.]

étaient naguère<sup>1</sup>. De même le port de Milet a été comblé, et l'île de Ladé, située en face de cette ville, a été rattachée à la terre ferme par les alluvions du Méandre. C'est encore à ce travail continu des cours d'eau que sont dues les nombreuses plaines d'atterrissement qui caractérisent la côte occidentale de l'Asie Mineure et qu'il est inutile d'énumérer ici.

Il n'y a pas longtemps, l'on admettait que les grands deltas occupent des régions d'affaissement; la présence de tourbe ou de troncs d'arbres à une profondeur considérable dans les deltas du Pô, du Gange et du Nil était invoquée à l'appui de cette manière de voir. Mais comme ces mêmes deltas continuent à s'accroître, tantôt par la construction de digues naturelles dont le courant suit l'arête, et tantôt par le dépôt de revêtements successifs, il est évident que de semblables restes peuvent très bien se trouver à une profondeur assez grande sans que le niveau de la ligne de rivage se modifie. D'autre part, plus récemment, on a voulu considérer les deltas comme des indices d'un soulèvement du sol, assertion qui n'a d'ailleurs été appuyée d'aucune preuve valable<sup>2</sup>. A mon avis, il paraît difficile de voir dans ces atterrissements autre chose que la continuation non interrompue des phénomènes qu'Hérodote connaissait déjà il y a plus de vingt-trois siècles, et qui ont été de la part de Strabon, voilà bientôt dix-neuf siècles, l'objet d'observations et de descriptions si précises. Le déboisement peut en avoir accéléré la marche, mais ces formations n'ont rien à voir avec les mouvements positifs ou négatifs des lignes de rivage : elles n'indiquent qu'un état de repos.

On connaît sur différents points des amas de coquilles récents, renfermant des fragments de poteries, qui représentent évidemment d'anciens « rebuts de cuisine ». De plus on voit en Grèce, à différentes hauteurs au-dessus du niveau de la mer, des trous de pholades; il en est de même en Asie Mineure, à Marmaridjé, au nord de l'île de Rhodes, où ces perforations se trouvent aujourd'hui à un peu plus de 40 mètres d'altitude<sup>3</sup>. Ces trous de pholades n'ont pas été signalés sur d'anciennes constructions et je les tiens,

1. W. Vischer, *Erinnerungen und Eindrücke aus Griechenland*, 2. Ausg., Basel, 1875, p. 637 et suiv.; Bittner, *Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien*, XL, 1878, p. 19, pl. I, fig. 1. [Voir aussi A. Philippson, *Über die Typen der Küstenformen, insbesondere der Schwemmlandsküsten* (Richthofen-Festschrift, in-8°, Berlin, 1893, p. 15, carte), et *Thessalien und Epirus*, in-8°, Berlin, 1897, cartes n° 1 et 2).]

2. R. Credner, *Die Deltas, ihre Morphologie, geographische Verbreitung und Entstehungsbedingungen* (Petermanns Mittheil., Ergänzungsheft n° 56, 1878).

3. Ch. Texier, *Asie Mineure* (fait partie de *L'Univers pittoresque, Histoire et Description de tous les peuples*), in-8°, Paris, 1862, p. 34. — Les oscillations de la ligne de

comme en Italie, pour des traces préhistoriques. A vrai dire, en dehors de la Crète, je ne connais nulle part, dans le domaine dinaro-aurique, d'indices de mouvements négatifs. Les épanchements volcaniques de Santorin n'ont rien à voir avec la question qui nous occupe.

Sur de nombreux points des côtes de la Grèce et de l'Asie Mineure, on trouve des ruines et des monuments envahis plus ou moins complètement par la mer. On a voulu y voir la preuve de mouvements positifs, mais cette conclusion est inexacte, et, cette fois encore, nous trouvons déjà dans les auteurs de l'antiquité l'explication du fait.

Pendant l'été de l'année 426 avant J.-C., un violent tremblement de terre ravagea les côtes du golfe Maliaque (golfe de Zeïtoun) et bouleversa les alluvions où s'élevait, au pied des montagnes, la ville de Skarphia, qui fut engloutie dans les flots. L'an 373 avant l'ère chrétienne, un cataclysme de même nature sépara des terrains en place le sol bas sur lequel était construite la ville de Héliké, qui fut engloutie avec toute sa population. Neumann et Partsch ont recueilli dans les écrits des historiens grecs les passages fort instructifs où il est question de ces événements. Ægion, qui occupe une situation voisine de celle de Héliké, a été, l'an 23 de notre ère, puis en 1817 et en 1861, visitée par des tremblements de terre. Julius Schmidt a montré, en entrant dans les plus grands détails, comment, lors du tremblement de terre du 26 décembre 1861, la masse des alluvions fut séparée des terrains anciens sur une longueur de 13 kilomètres, et s'enfonça en glissant dans la mer<sup>1</sup>.

De même, en juillet 1688, Smyrne, et en particulier le fort turc de l'entrée du port, s'est effondrée pendant un tremblement de terre; le fait s'est reproduit en 1867 pour les alluvions de Mytilène<sup>2</sup>. Comme le fait remarquer Boblaye, c'est l'histoire commune de toutes les villes et de tous les ports de la côte du Péloponnèse dont les ruines se voient sous la mer : Épidaure, environs du cap Skyli, Nauplie, etc. C'est le même phénomène qui, lors

rivage à Paros ne sont rien moins que démontrées; comparer Tietze, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1887, p. 63-66 [et Th. G. Skuphos, *Ueber Hebungen und Senkungen auf der Insel Paros* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLIV, 1892, p. 504-506).]

1. Neumann und Partsch, *Physikalische Geographie von Griechenland*, in-8°, Breslau, 1885, p. 321 et suiv.; Jul. Schmidt, *Studien über Erdbeben*, 2. Ausg., in-8°, Leipzig, 1879, p. 78 et suiv.

2. Fouqué, *Rapport sur les tremblements de terre de Céphalonie et de Métélin en 1867*, in-8°, Paris, 1867, p. 41, 43.

du tremblement de terre de 1783, dans l'Ouest de la Calabre, a séparé les terrains tertiaires du massif ancien de l'Aspromonte, sur plusieurs lieues de longueur, et renversé les murs du port de Messine; de même, en 1755, le grand quai de Lisbonne, en 1692, les constructions et les magasins de Port-Royal à la Jamaïque se sont effondrés dans la mer. Ces effondrements tiennent à plusieurs causes : à la déclivité du sous-sol rocheux sur lequel reposent les alluvions, à la nature même de ces alluvions, aux nappes d'eau qu'elles contiennent, aux dimensions et à la disposition des édifices qui y ont été construits, enfin à la direction et à l'intensité des secousses. L'effondrement peut se produire assez loin du centre d'ébranlement; il est possible que, parfois, ces effets résultent non du choc lui-même mais du brusque allégement des parties du fond de la mer attenant à la côte, à la suite du retrait de la vague séismique qui marque le début du phénomène. Ces effondrements peuvent aussi se produire sous l'influence d'une charge trop lourde, en dehors de tout tremblement de terre; c'est ce qui a eu lieu en Suisse, à Zug, où des alluvions se sont effondrées sur les bords d'un lac intérieur<sup>1</sup>. Mais aucun de ces phénomènes ne correspond à des dislocations de la croûte solide du globe, et ils n'ont aucun rapport avec les oscillations des lignes de rivage<sup>2</sup>.

Les effondrements dont nous retrouvons les traces sur la côte méridionale de l'Asie Mineure paraissent avoir la même origine.

L'exemple le plus connu est celui de la *baie de Makri*. Dans cette baie, Fellows signale un grand mausolée entouré d'eau de toute parts (fig. 419) : on peut voir sur ce monument l'eau monter et baisser régulièrement avec les changements journaliers du vent, et cette dénivellation quotidienne atteint environ 2 pieds. Fellows fait remarquer en outre que ce n'est pas seulement la paroi latérale du mausolée qui est brisée, comme il arrive pour la plupart de ces monuments quand ils ont été violés par les chercheurs de trésors, mais que le toit, quoique très lourd, est déplacé; cet auteur en conclut que c'est un tremblement de terre qui a provoqué l'affaissement. Par contre, Spratt et Forbes assurent que ce mausolée est détérioré presque jusqu'au tiers de sa hauteur par les perforations de mollusques lithophages, ce qui prouverait que le sol sur lequel

[1. A. Heim, R. Moser, A. Bürkli-Ziegler, etc. *Die Catastrophe von Zug, 5 Juli 1887*, in-8°, 60 p., 5 pl., Zürich, 1888; H. Schardt, *Notice sur l'effondrement du Quai du Trait de Baye à Montreux* (Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat., XXVIII, 1892, p. 231-265, pl. XI-XIII).]

[2. Sur les dénivellations permanentes qui ont accompagné les tremblements de terre de 1894 le long du canal d'Eubée, voir ci-dessus, p. 38, note 1.]

il se trouve s'est affaissé jadis notablement au-dessous du niveau actuel et qu'il doit être aujourd'hui en voie d'exhaussement. Ceci tendrait à indiquer une oscillation de la ligne de rivage. Mais M. le Dr F. von Luschan, qui a soigneusement examiné le mausolée, a bien voulu me faire connaître que la description de Fellows est exacte et que le monument n'est pas perforé par les animaux marins,

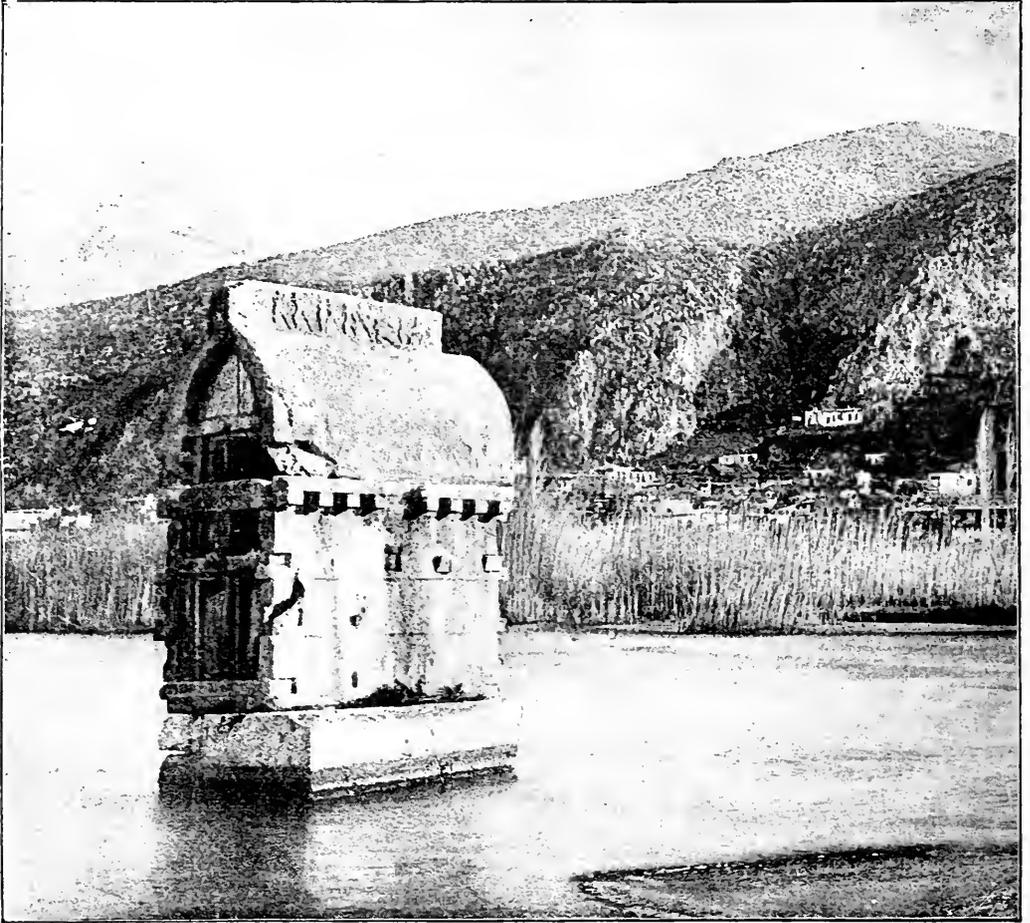


FIG. 119. — Le mausolée de la Baie de Makri, d'après une photographie communiquée par M. F. von Luschan.

comme le prétendent Spratt et Forbes. En conséquence, je crois pouvoir rattacher ce cas, comme les précédents, aux exemples de constructions effondrées des côtes helléniques<sup>1</sup>.

Luschan, qui a étudié la côte de Lycie au point de vue qui

1. Ch. Fellows, *An Account of Discoveries in Lycia*, in-8°, London, 1841, p. 111, 113, fig.; du même : *Travels and Researches in Asia Minor, etc.*, London, 1832, p. 302, fig.; Spratt and Forbes, *Travels in Lycia, Milyas and the Cibyratis*, in-8°, London, II, 1847, p. 189. Le Dr Luschan dit : « Dans le cas présent, il semble bien que Spratt et Forbes, qui étaient pourtant des observateurs si consciencieux et si sagaces, se sont trompés. Je n'ai pu découvrir sur ce mausolée aucune partie ayant l'apparence d'avoir été « bored

nous intéresse, relève à cet égard les faits suivants : le mausolée de Makri, dont nous venons de parler ; un monument analogue occupant la même situation à Kekova ; une ancienne voie qui se trouve à l'heure actuelle recouverte par l'eau le long du Climax ; des fondations aujourd'hui submergées à Sandjakly et aux environs de Kekova, aussi bien à Tristomo que sur l'île même de Kekova. Les données tendant à prouver un mouvement négatif, c'est-à-dire un relèvement du sol, n'ont pas été confirmées<sup>1</sup>.

Pour ce qui est du chemin côtier du Climax, Luschan croit qu'au temps d'Alexandre, par un vent favorable, il était possible de suivre le rivage, ce qui ne pourrait se faire aujourd'hui, la route escaladant par deux fois des roches escarpées. En janvier 1885, un sondage exécuté à marée basse a montré que « le fond de sable qui se trouve au pied de ces roches et qui correspond à l'ancien chemin est à l'heure actuelle recouvert de 4 mètres d'eau. »

En somme, tous les exemples de mouvements positifs qui viennent d'être rapportés rentrent dans la catégorie des effondrements locaux qu'on observe sur divers points des côtes grecques.

Benndorf et Niemann mentionnent encore d'autres ruines aujourd'hui submergées, et de grandes excavations de forme régulière, creusées de main d'homme, sur la côte rocheuse de Kekova et dans la baie de Yali : leur rebord se voit « immédiatement au-dessus du niveau de l'eau et leur fond descend au-dessous », et on les a considérées comme d'anciennes carrières<sup>2</sup>. Tietze partage cette opinion et y voit des preuves d'un mouvement positif. La desti-

by marine animals ». Ce renseignement singulier : « to a third of its height », où l'on ne dit pas de quelle hauteur il est question, s'il s'agit de la hauteur de la partie émergée ou bien de celle du *Soros* proprement dit, du sarcophage qui se trouve sous le couvercle, montre que ces observations ont été faites et relatées un peu à la légère. Je suis convaincu pour ma part que le sarcophage a subi l'action du temps sur toutes ses faces, plus toutefois du côté exposé à la pluie que du côté opposé. N'ayant jamais vu de pierre perforée par des animaux marins, je ne puis porter sur ce point un jugement définitif, mais j'ai cherché sur ce mausolée lesdites traces, le livre de Spratt et Forbes en main, et n'ai trouvé que des trous comme ceux que l'érosion a fait naître partout en Lycie, dans les calcaires. — L'explication de Fellows relative aux bandes sombres très détériorées qui sont au niveau actuel me paraît tout à fait juste, elles correspondent sûrement aux oscillations *actuelles* plus ou moins régulières du plan d'eau. » Le D<sup>r</sup> Luschan évalue la hauteur de la partie submergée à 2<sup>m</sup>,10 au minimum, à quoi il faut encore ajouter la hauteur primitive du monument au-dessus du niveau de la mer. — Tietze n'a malheureusement vu le sarcophage que de loin (*Beiträge zur Geologie von Lykien*, p. 294).

1. J'emprunte ces renseignements à l'ouvrage de Petersen et F. von Luschan, *Reisen in Lykien und Karien*, II, p. 46, note 2, dont les bonnes feuilles m'ont été obligeamment communiquées.

2. O. Benndorf und G. Niemann, *Reisen in Lykien und Karien*, in-fol., Wien, 1884, p. 28. Je dois à M. le conseiller Benndorf de précieuses indications sur ce point.

nation de ces cavités nous est inconnue ; en Égypte, près d'Alexandrie, on voit également dans le grès calcaire durci qui constitue la flèche littorale extérieure au delta du Nil de semblables excavations, dont le fond s'abaisse notablement au-dessous du niveau de la mer ; mais là, le rivage ne s'est certainement pas déplacé d'une façon sensible.

Les données dont je dispose sur les côtes de la Grèce et de l'Asie Mineure ne prouvent donc nullement qu'un déplacement des lignes de rivage se soit produit à l'époque historique. Les mouvements positifs semblent partout résulter d'effondrements locaux, survenus à diverses époques, dans les terrains d'alluvions adossés aux roches anciennes ; et quant aux mouvements négatifs, il ne s'en est pas produit depuis les débuts de la période historique.

Par contre, les preuves d'une stabilité longtemps prolongée de la ligne de rivage sont nombreuses. Elles consistent dans la présence d'une plate-forme d'abrasion et d'une série de cavernes littorales, visibles sur une foule de points de la côte actuelle, notamment dans le Péloponnèse.

La bande côtière exposée au ressac et à l'écume des vagues a été excellemment décrite par Boblaye<sup>1</sup> : c'est ce qu'il appelle le domaine de l'*aura marina*. Les traits qui la caractérisent sont particulièrement nets sur les points où des calcaires compacts forment des falaises ; on peut alors y distinguer plusieurs zones de différentes couleurs, superposées les unes aux autres. Au niveau même de la mer se voit une bande foncée : les parois à pic, les roches en saillie, les cavernes accentuent encore la teinte sombre de cette bande, dont la partie inférieure est recouverte d'une couche verte. Au-dessus vient la roche nue, d'un blanc éclatant ou d'une teinte jaune ou rougeâtre, et plus haut une zone grise ; les premières taches de végétation commencent à apparaître. Enfin, à la limite des derniers embruns, qui rarement dépassent 35 ou 40 mètres, se montre un tapis végétal plus ou moins continu. L'étroite zone baignée par le flot, à la base de cet ensemble, est creusée en encorbellement dans la falaise ; elle s'étend sur une hauteur de quelques mètres au-dessus et au-dessous du niveau moyen de l'eau. La partie recouverte montre une plate-forme d'abrasion, d'abord inclinée en pente douce, puis s'abaissant brusquement à une grande profondeur. Quand le calcaire est dur, elle atteint à

1. P. de Boblaye, Ouvr. cité, p. 337-346.

peine 4 à 5 mètres de large; mais, à Marathonisi par exemple, les couches tertiaires ont été affouillées sur une telle épaisseur qu'il y a là une falaise à pic de 60 mètres de haut, au pied de laquelle on peut s'avancer dans la mer sur une distance de 200 mètres sans cesser de toucher le sol. Il en est de même à Égine et surtout à Modon, où la plate-forme atteint 300 mètres de large pour se terminer du côté de la mer par un escarpement. Là où, comme à Nauplie, la rive est formée de brèches et de conglomérats, le ressac peut la saper sur une largeur de 8 à 10 mètres; il en résulte des cannelures, des roches en surplomb et des séries de grottes littorales.

Au cap Grosso, entre le golfe de Messénie et le golfe de Laconie, dans la partie battue par les vagues, on trouve une série presque ininterrompue de grottes littorales, communiquant les unes avec les autres, et dans lesquelles les vagues font un bruit qui rappelle les roulements du tonnerre lointain. C'est ce promontoire qui déjà dans l'antiquité portait le nom de *Thyrides*, c'est-à-dire « Portes du rivage »<sup>1</sup>. On trouve encore de ces cavernes au cap Matapan, dans l'île rocheuse qui regarde le port de Navarin et sur d'autres points. Ces grottes littorales diffèrent de celles qui ont pris naissance dans les mêmes calcaires sous l'action des eaux d'infiltration; elles ne sont jamais étagées, mais peuvent, lorsqu'il s'y trouve des fentes, atteindre une longueur assez considérable; nulle part leur plancher ne descend beaucoup au-dessous du niveau de l'eau. L'ensemble de ces conditions témoigne d'une longue stabilité de la ligne de rivage.

En Asie Mineure, on retrouve des faits analogues. Scherzer remarque que dans les baies d'Agrilia, de Syka et de Kalamaki, sur la côte sud de la presqu'île de Tchesmeh, en avant du golfe de Smyrne, « les roches littorales sont, sur une profondeur de plusieurs pieds, rongées par les vagues, de sorte que des blocs isolés dépassant d'une certaine hauteur la surface de l'eau ont la forme d'une tête et d'un cou, ce qui nous montre que depuis des milliers d'années le niveau n'a pas varié »<sup>2</sup>. M. Bukowski m'informe qu'en explorant l'île de Rhodes, où il s'est particulièrement attaché à l'étude de la ligne de rivage, il n'a trouvé nulle part d'indices d'un changement de niveau datant de l'époque historique, mais qu'il a observé en plusieurs endroits un sillon d'érosion correspondant au niveau moyen<sup>3</sup>. M. le professeur Benndorf me fait remar-

1. Strabon, lib. VIII, cap. II, 2; IV, 4; V, 1; Boblaye, Ouvr. cité, p. 339.

2. C. v. Scherzer, *Smyrna*, in-8°, Wien, 1873, p. 5, note.

[3. G. v. Bukowski, *Geologische Uebersichtskarte der Insel Rhodus* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLVIII, 1898, 172 p., carte).]

quer à ce propos qu'il est possible même qu'à Sura, au nord-est de Kekova, la lagune au bord de laquelle s'élevait le temple d'Apollon Surios existe encore, quoiqu'elle ait été comblée en partie par les atterrissements. La source mentionnée par Artémidore et Pline se voit encore près des ruines du temple; elle s'écoulait dans une lagune, « où l'apparition des poissons venant de la mer servait d'oracle, comme ailleurs on utilise ce phénomène pour la pêche, en pratiquant une coupure à travers le cordon littoral<sup>1</sup>. »

Si l'on repère sur la carte l'affaissement des alluvions de Mytilène en 1867, celui de Smyrne en 1688, les cavernes où la mer vient s'engouffrer sur la côte méridionale de la presqu'île de Tchesmeh, les trous de pholades situés à plus de 10 mètres d'altitude à Marmaridjé, les grottes qui se trouvent à Rhodes dans la partie battue par les vagues, enfin le pied submergé du mausolée de Makri, on voit très nettement, d'après la situation de ces différents points, combien ces traces prétendues de mouvements positifs et négatifs sont rapprochées les unes des autres ou alternent entre elles. Il n'y a guère que les trous de pholades de Marmaridjé qui puissent vraiment indiquer un changement de niveau de la ligne de rivage, mais ce changement doit dater d'une époque bien antérieure à la période historique; rien n'indique pendant cette période de modifications soit dans le sens positif, soit dans le sens négatif, et là, comme sur les côtes de Grèce, tout tend à prouver une longue stabilité.

Wiebel pense que la présence d'anciennes constructions au dessous du niveau de la mer dans la baie de *Samos* peut s'expliquer par un affaissement de la côte sous l'influence d'une violente secousse séismique, et cet auteur décrit les cavernes littorales de la côte de Céphalonie, où l'on observe les mêmes jeux de lumière que dans la grotte d'azur de Capri. « Toutes ces grottes, dont le plancher est au-dessous ou à peine au-dessus du niveau de la mer, sont certainement le résultat de l'action des vagues<sup>2</sup>. »

Il est inutile de mentionner tous les cas analogues qui ont été signalés, comme ceux de la côte dalmate, où des restes de constructions et de pavages en mosaïque aujourd'hui submergés ont été considérés comme des preuves de mouvements positifs<sup>3</sup>. La Dalmatie a été à maintes reprises visitée par de violents tremble-

1. *Reisen in Lykien und Karien*, I, p. 31, note 1; II, p. 46, note 1.

2. K. W. M. Wiebel, *Die Insel Kephallonia und die Meermühlen von Argostoli*, in-4°, Hamburg, 1874, p. 45, 47. Fouqué a donné une explication simple des moulins marins dans son travail sur les tremblements de terre de Céphalonie, cité plus haut.

3. v. Hoff, Kloeden et Morlot ont rassemblé de semblables exemples; la dernière énumération qui en ait été faite se trouve dans le *Boll. R. Com. Geol. d'Italia*, V, 1874,

ments de terre ; nous ne rappellerons que le séisme qui a partiellement détruit Raguse le 6 avril 1667<sup>1</sup>. Lors de cette catastrophe, les alluvions du rivage ont été bouleversées et en partie englouties dans la mer, comme en Grèce et en Asie Mineure.

Des officiers de la marine impériale autrichienne m'ont fait connaître que sur la côte de Dalmatie, on trouve également par places un profond sillon en encorbellement creusé dans le calcaire à la hauteur du niveau moyen de l'eau. Je dois en particulier à MM. les enseignes de vaisseau Fuchs et von Milić des détails sur les *Pettini* de Raguse (fig. 120). Au voisinage de cette ville se

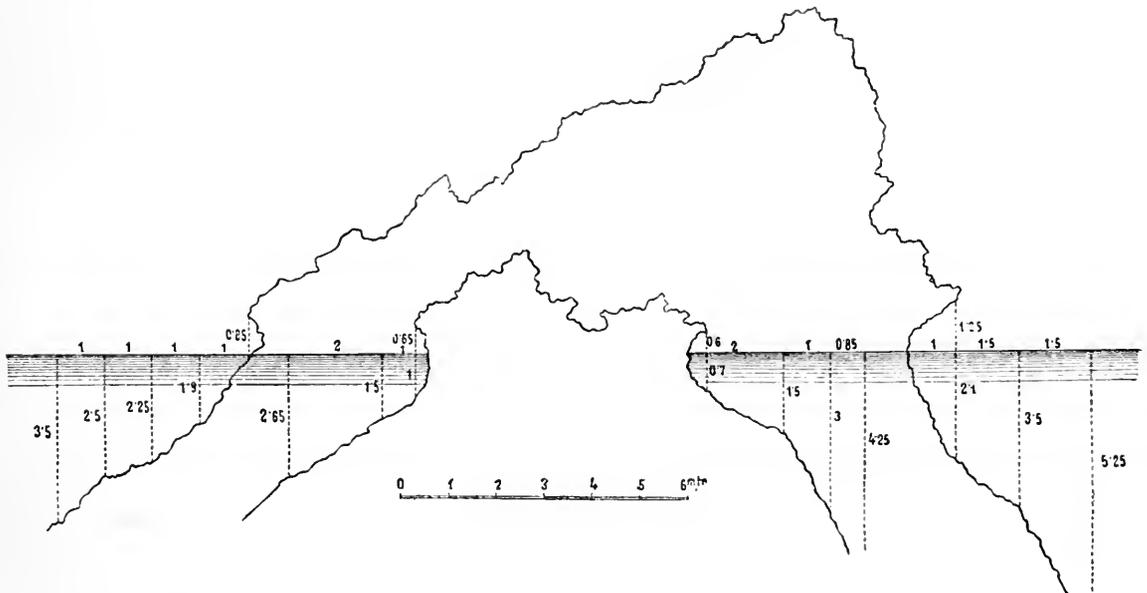


FIG. 120. — La troisième et la quatrième pointe des *Pettini di Ragusa* (d'après les levés de M. l'enseigne de vaisseau von Milić). Échelle de 1 : 200.

trouve une arête rocheuse dentelée, qui s'avance dans la mer ; la première dent, coupée au niveau moyen de l'eau, atteint — 0<sup>m</sup>,1 de hauteur ; la seconde ne s'élève pas davantage ; nous avons représenté ici la troisième et la quatrième : la corniche surplombante qu'on y remarque entoure aussi toutes les dents suivantes ;

p. 37-60. M. le conseiller v. Wanick, directeur des travaux maritimes à l'embouchure de la Nabresina, m'a dit qu'il n'avait jamais reconnu de traces de déplacements récents de la ligne du rivage dans cette région. [Sur les mouvements du sol le long des côtes dalmates, voir V. Hilber, *Geologische Küstenforschungen zwischen Grado und Pola* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, Mathem.-naturw. Cl., XCVIII, Abth. I, 1889, p. 278-345).]

1. Ce séisme a été surtout marqué par des mouvements de la mer ; un témoin oculaire écrit : « Ritirossi il mare, che per due braccia di altezza tre giorni stette fuori del suo naturale. » *Lettera de P. Vitale Andriasci, Min. oss.*, Raguse, 16 avril 1667, reprod. dans L. Stulli, *Sulle detonazioni dell' Isola di Meleda, altera lettera*, in-8°, Bologna, 1828, p. 52-54.

elle ne résulte pas du choc des vagues, qui montent bien plus haut, mais correspond à la zone où le niveau de l'eau subit quotidiennement des oscillations régulières.

**6. La Méditerranée sud-orientale.** — D'après l'enquête de Diener sur la côte de la Syrie, aucun changement ne paraît s'être produit dans ces parages depuis l'époque historique<sup>1</sup>.

La mer Morte (fig. 121) occupe une fosse d'effondrement qui s'étend au nord jusqu'au Grand Hermon, et comprend par conséquent toute la vallée du Jourdain avec les lacs de Tibériade et de Houleh (I, p. 470-491). Les importants travaux de Diener nous ont appris en outre qu'au nord du Grand Hermon, la Bekaa constitue une seconde dépression faisant suite à la première et dirigée vers le N.N.E., que le Liban et l'Antiliban sont des horsts et que les grandes fractures qui caractérisent ce pays s'écartent à l'est de l'Antiliban en dessinant une virgation.

La mer Morte, dont le niveau est à 392 mètres au-dessous de celui de la Méditerranée, a près de sa rive orientale 400 mètres de profondeur; et dans le lac de Tibériade, qui est à la cote négative de — 212, la sonde n'atteint le fond qu'à 250 mètres<sup>2</sup>. Autour de ce lac, Lortet a trouvé des terrasses qui s'élèvent à la cote actuelle de la Méditerranée; il était à prévoir, d'après cette observation, que ces terrasses embrassent toute la vallée du Jourdain, y compris la mer Morte. Hull a en effet trouvé au sud de cette mer des terrasses qui atteignent à peu près la même altitude; il a indiqué en outre que les plus hautes de ces terrasses méridionales, ainsi que celles de la vallée du Jourdain, contiennent des espèces vivantes de *Melania* et de *Melanopsis*. Noetling, également, a recueilli sur la rive sud du lac de Tibériade, dans le prolongement de ces alluvions, des espèces vivantes de *Melania*: l'un de ces gisements se trouve même au-dessous d'une coulée basaltique descendue du Djaoulan<sup>3</sup>.

Hull conclut avec raison des faits observés qu'un seul et même

1. C. Diener, *Libanon, Grundlinien der physischen Geographie und Geologie von Mittel-Syrien*, in-8°, Wien, 1886, p. 90-103.

2. [Voir pour une rectification le t. I du présent Ouvr., p. 490, note 4).]

3. Edw. Hull, *Mount Seir, Sinai and Western Palestine*, in-8°, London, 1885, p. 100, 106, et *The Survey of West Palestine*, in-4°, London, 1886, p. 79 et suiv. Hull a montré le premier que la Montagne de Sel ou Djebel Usdom se rattache en réalité aux formations récentes de la mer Morte; Fr. Noetling, *Geologisch-Palaeontologische Mittheilungen aus Palästina: I. Ueber die Lagerungsverhältnisse einer quartären Fauna im Gebiete des Jordanthales* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXVIII, 1886, p. 807-823), et *Geologische Skizze der Umgebung von el-Hammi* (Zeitschr. d. deutsch. Palästina-Vereins, X, p. 59-88, pl. I).

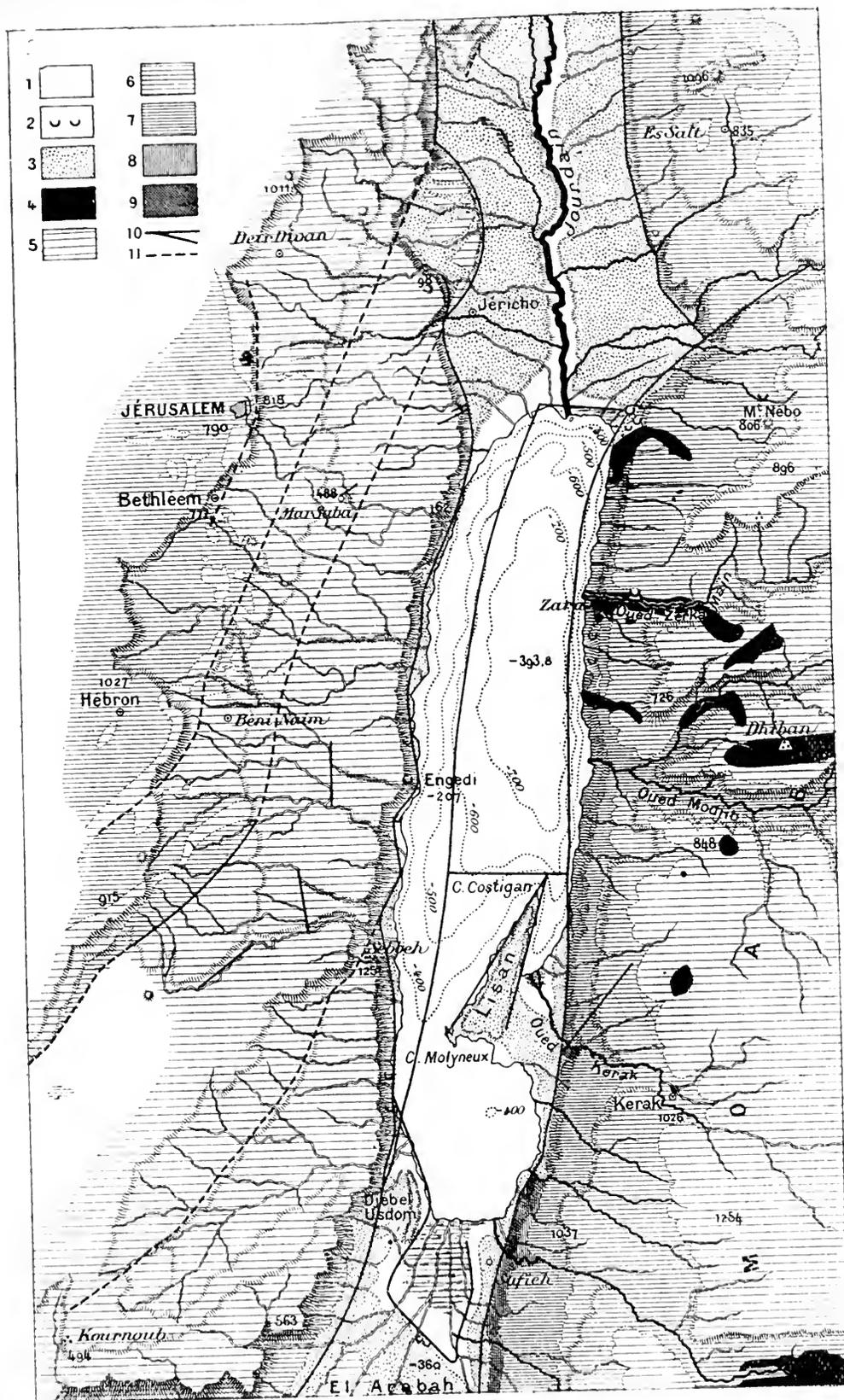


Fig. 121. — Carte géologique du Bassin de la Mer Morte, d'après M. Blanckenhorn (*Zeitschrift des Deutschen Palästina-Vereins*, XIX, 1896, pl. 2).

1. Alluvions modernes; 2. Dépôts de sources thermales; 3. Alluvions anciennes du Ghor, et dépôts de Lisan; 4. Roches volcaniques (Basalte, etc.). — Terrain crétacé supérieur: 5. Sénonien (calcaires à silex); 6. Cénomaniens (calcaires gris et marnes); 7. Grès de Nubie. — Permo-carbonifère: 8. Grès du Désert; 9. Brèche porphyrique, etc. — 10. Failles; 11. Flexures.
- Echelle de 1 : 750 000.



lac a dû s'étendre depuis l'emplacement actuel du lac de Houleh, au nord, jusque dans la vallée de l'Arabah, au sud, sur une longueur de plus de 300 kilomètres (fig. 122). En outre, Noetting fait remarquer qu'une coulée de basalte venant du Djaoulan s'est épanchée plus tard dans la dépression entre les deux lacs de Houleh et de Tibériade, coulée à travers laquelle le Jourdain s'est ultérieurement frayé un passage.

On peut donner à ce grand lac intérieur le nom de *lac du Jourdain*; sa profondeur atteignait 800 mètres; sur ses bords vivaient des mollusques d'eau douce, et jusqu'à nos jours il s'est conservé dans le lac de Tibériade une faune ichthyologique qui tient à la fois de celle du Nil et de celle de l'Euphrate<sup>1</sup>. C'est seulement lorsque l'évaporation est devenue plus active que les couches de gypse et de sel du Djebel Usdom se sont déposées. Le niveau de l'eau s'abaissant, le lac s'est trouvé morcelé; le Jourdain a pris naissance le long de la dépression qui sépare le lac de Tibériade de la mer Morte, et au voisinage de l'endroit le plus profond se sont concentrées les eaux de la mer Morte actuelle, si chargées de matières en dissolution<sup>2</sup>. C'est ainsi que se sont constituées les terrasses horizontales et les lignes de rivage de l'ancien lac du Jourdain, s'étendant sur près de 2 degrés et demi en latitude. Ces gradins étagés sont dus, non à des mouvements de l'écorce terrestre, mais à l'excès de l'évaporation. Rien ne nous indique jusqu'ici que la mer ait jamais pénétré dans cette dépression. Nous ne sommes pas certains, d'ailleurs, que les lignes de rivage les plus élevées du lac du Jourdain soient exactement au niveau de la Méditerranée; si cette concordance d'altitude résulte d'un déversement dans la Méditerranée, on serait en droit d'en conclure que le plan d'eau de cette dernière n'a pas sensiblement varié depuis la formation de la grande fosse jordanique et pendant la période d'évaporation si active à laquelle cette région a plus tard été soumise. Il faut attendre de nouvelles recherches avant de se prononcer sur ce point.

Passons maintenant à l'examen des plateaux qui s'étendent entre la mer Morte et le Nil.

Nous avons déjà dit que Hull a trouvé à Suez les traces d'un

[1. Voir Ed. Hull, *On the Physical Conditions of the Mediterranean Basin which have given rise to a community of some Species of Freshwater Fishes in the Nile and the Jordan Basin* (Proc. Victoria Institute, 1895, 10 p., carte; extr., Quart. Journ. Geol. Soc., LI, 1895, p. 93-94); J. W. Gregory, *The Great Rift Valley*, in-8°, London, 1895, p. 251 et suiv..]

[2. Les recherches de M. Clermont-Ganneau ont établi que, vers le Nord, le rivage de la mer Morte a reculé de plusieurs kilomètres depuis deux mille ans (Revue Archéol., 3<sup>e</sup> sér., XXI, 1893, p. 237).]

ancien rivage à environ 200 pieds (60 m.) au-dessus du rivage actuel; que ce niveau se rapproche beaucoup de l'altitude de 64 mètres à laquelle s'observe la zone supérieure de trous de pholades du Mokattam près du Caire, d'après Schweinfurth, et de celle de 64 mètres également assignée par Zittel aux dépôts marins des pyramides de Gizeh. Ces chiffres si voisins les uns des autres correspondent aux rivages de la mer qui a vu le passage de certaines espèces érythréennes dans le bassin de la Méditerranée actuelle (I, p. 485). Près de Gaza, Hull mentionne des dépôts marins à la cote de 200-220 pieds (60-67 m.)<sup>1</sup>. De plus, Schwein-

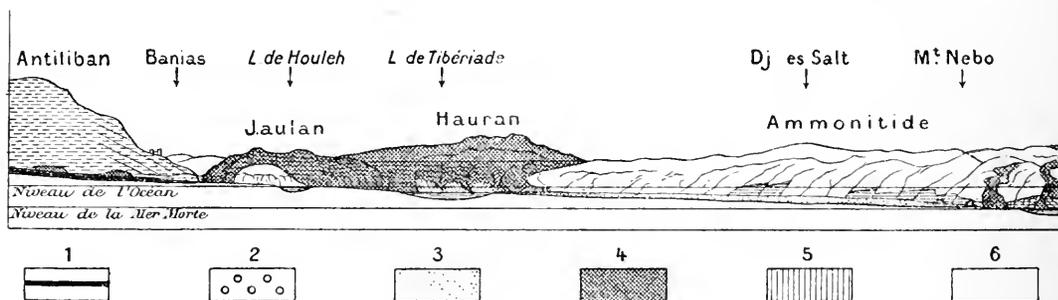


Fig. 122. — Profil du bassin de la Mer Morte, dans toute sa longueur, et vue des d'après L. Lartet (*Exploration géologique de la Mer*

1. Alluvions; 2. Sources thermales; 3. Anciens dépôts de la Mer Morte; 4. Basaltes, etc.; 5. Poudingues du Djebel-Haroun; 6. Porphyres feldspathiques; 7. Granite. —

furth a retrouvé tout dernièrement ces mêmes dépôts à la même hauteur de 60-70 mètres à Ssedment, dans la vallée du Nil (par 29° 20'), et démontré ainsi que, conformément à une hypothèse souvent admise, la mer a pénétré dans la vallée du Nil<sup>2</sup>.

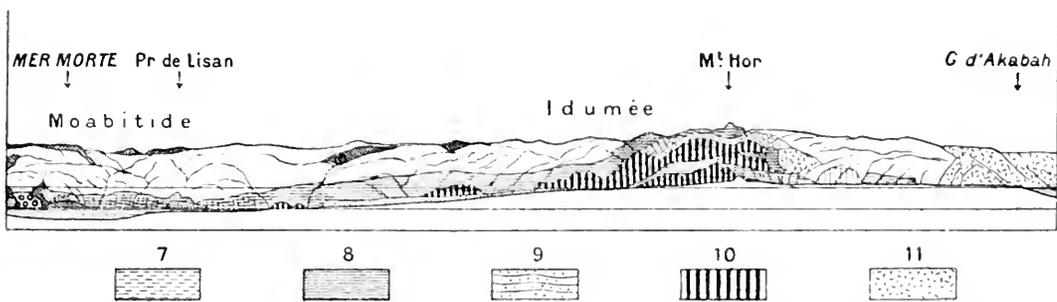
La basse Égypte tout entière se montre donc entourée par les traces d'une mer dont les dépôts s'élèvent jusqu'à 60 ou 70 mètres au-dessus du niveau actuel de la Méditerranée, et au-dessous de ces traces d'anciens rivages s'étendent les alluvions du Nil<sup>3</sup>, où

1. Hull, *Survey of West Palestine*, p. 74. Plus au nord on a trouvé des dépôts marins à 250 pieds anglais (75 mètres) et même plus haut encore (C. Post, *On a deposit of marine shells in the alluvium of the Latakia Plain in Syria*; *Nature*, XXX, 21 août 1884); mais Diener leur assigne un âge plus ancien (*Libanon*, p. 101).

2. G. Schweinfurth, *Reise in das Depressionengebiet im Umkreise des Fajûm im Januar 1886* (*Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde*, Berlin, XXI, 1886, p. 100). Mayer-Eymar a donné la liste des coquilles fossiles des environs de Gizeh (*Zur Geologie Egyptens*, *Vierteljahrsschr. Naturf. Ges.*, Zürich, XXXI, 1886, 28 p.).]

[3. R. Fourtau, *Le Nil. Son action géologique* (Bull. Institut Égyptien, 3<sup>e</sup> sér., V, 1894, p. 83-97; VI, 1895, p. 39-56, 1 pl.); *Note sur les forages exécutés en Égypte* (Ibid., VII, 1896, p. 193-197); *Les puits artésiens et les puits forés en Égypte* (Ibid., VII, 1896, p. 239-259, 2 cartes, 5 pl.); *Sur les dépôts nilotiques* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XXVI, 1898, p. 545-560); J. W. Judd, *Second Report on a Series of Specimens of the Nile Delta, obtained by Boring Operations undertaken by the Royal Society* (Proc. Royal Soc., LXI, 1897, p. 32-40).]

l'homme peut remonter dans l'histoire de son passé plus haut que partout ailleurs. Mais les restes les plus anciens de la civilisation égyptienne, et peut-être aussi les vestiges beaucoup plus anciens encore de l'âge de pierre trouvés dans cette région, sont plus récents que la partie de beaucoup la plus considérable des alluvions fluviales, et par conséquent d'âge bien postérieur aux traces de l'ancienne mer<sup>1</sup>; et les quelques dizaines de siècles que représente l'histoire de l'humanité ne fournissent aucune parallaxe du temps, aucun point de repère qui nous permette de fixer en chiffres, même approximativement, la durée des âges pendant lesquels les condi-



montagnes qui le bordent à l'Est, depuis l'Antiliban jusqu'à la Mer Rouge. *Morte, de la Palestine et de l'Idumée*, in-4, Paris, pl. I).

5. Calcaires nummulitiques; 6. Calcaires crétaçés; 7. Calcaires à *Collyrites*; 8. Grès de Nubie; Échelle des longueurs : = 1 : 2 000 000; échelle des hauteurs = 1 : 200 000.

tions hydrographiques de cette contrée sont restées telles qu'elles sont aujourd'hui.

Ces conditions sont très particulières<sup>2</sup>.

A l'ouest du Nil et de la localité déjà mentionnée de Ssedment

[1. Voir E. Cartailhac, *L'âge de la Pierre en Égypte* (L'Anthropologie, III, 1892, p. 405-425); J. W. Dawson, *Prehistoric Times in Egypt and Palestine* (North American Review, vol. 135, 1893, p. 69-83); J. de Morgan, *Recherches sur les Origines de l'Égypte*, I. *L'âge de Pierre et les Métaux*; II. *Ethnographie préhistorique et tombeau royal de Négadah*, 2 vol. in-8°, nombr. pl., Paris, 1896-97.]

[2. Sur l'hydrographie du Delta, consulter la *Carte de la Basse-Égypte et de la Province de Fayoum* dressée par MM. Audebeau, Souter et Colani, Ingénieurs des Domaines, 6 feuilles à 1 : 200 000. Le Caire, 1897; voir aussi J. Janko, *Das Delta des Nil. Geologischer und geographischer Aufbau des Deltas* (Mittheil. aus dem Jahrb. der Kön. Ungarischen Geol. Anstalt, VIII, 1890, p. 233-363, pl. XXXV-XXXVIII : cartes). Rappelons qu'Élie de Beaumont a donné dès 1845, dans ses *Leçons de Géologie pratique* (I, p. 405-492), une analyse magistrale de l'histoire du Delta, basée sur les travaux contenus dans la *Description de l'Égypte*. — Sur le régime du Nil, consulter J. Barois, *L'irrigation en Égypte* (Bull. de la Direction de l'Hydraulique agricole, Paris, 1887, 143 p., 22 pl.); Ch. Grad, *Le régime des eaux du Nil en Égypte* (Bull. Soc. Géogr. Paris, 7<sup>e</sup> sér., X, 1889, p. 372-395, carte, 1 pl.); W. Willcocks, *Egyptian Irrigation*, in-8°, London, 1889, 2<sup>d</sup> ed. 1899, et *The Nile* (U. S. Dept. of Agriculture, Weather Bureau, B, n° 11, pt. 1, 1894, p. 121-142); A. Chélu, *Le Nil, le Soudan, l'Égypte*, in-8°, Paris, 1891, nombr. pl.; Gouvernement Égyptien, Ministère des Travaux publics, *Projet d'irrigation pérenne et de protection contre l'inondation en Égypte*, in-4°, atlas in-f°, Le Caire, 1894; Ventre-Bey, *Hydrologie du bassin du Nil. Essai sur la prévision des crues du fleuve* (Bull. Soc.

se trouve dans le désert la dépression du Fayoum, qui n'est séparée de la vallée du fleuve que par une étroite arête. Sa partie nord-ouest est occupée par le Birket-el-Kéroun, reste de l'ancien lac Mœris. Le niveau de l'eau y était en avril 1885 à 40 mètres au-dessous de celui de la Méditerranée, mais depuis lors, il se relève lentement. La principale localité du pays, Médinet-el-Fayoum, située près de l'ancienne Arsinoë (Crocodilopolis), est sur une terrasse, à 23 mètres d'altitude. L'étroite arête qui sépare la vallée du Nil du Fayoum avait été ouverte dans l'antiquité pour laisser pénétrer l'eau du fleuve dans la dépression par le « Canal de Joseph » (Bahr-Youssouf), amorcé bien plus en amont. A l'ouest et au sud-ouest du Fayoum, dans le désert, s'étendent d'autres régions situées à une cote inférieure à celle de la Méditerranée. On les désigne sous le nom commun de Rayàn; elles correspondent au centre de la dépression et sont à la cote — 19 et — 20. Cope Whitehouse croit que le Rayàn représente l'ancien lac Mœris, qui ne serait pas le Birket-el-Kéroun<sup>1</sup>.

El-Lahoun, dans la vallée du Nil, à l'endroit où le Bahr-Youssouf débouche dans le Fayoum, est situé sur les alluvions à environ + 27 mètres. Un peu plus au sud, comme nous l'avons vu, les dépôts marins de Ssedment se trouvent entre + 60 et + 70 mètres, mais Schweinfurth n'a observé nulle part ces dépôts dans le Fayoum ou le Rayàn, dont la périphérie semble constituée par des couches tertiaires inférieures et moyennes encore horizontales. Nous devons donc admettre, jusqu'à plus ample informé, que ces deux dépressions se comportent comme les Chotts à l'ouest de Gabès et comme le bassin du Jourdain. Les anciennes lignes de

khédiviale de Géogr., 4<sup>e</sup> Sér., 1894, p. 5-43), et *Crués modernes et crués anciennes du Nil* (Zeitschr. f. ägypt. Sprache u. Alterthumsk., XXXIV, 1896, p. 97-107); J. Brunhes, *Les grands travaux en cours d'exécution dans la vallée du Nil* (Annales de Géogr., VIII, 1899, p. 242-251, 3 pl.).]

1. Cope Whitehouse, *The Bahr Jûsuf and the Prophecy of Jacob* (Proc. Soc. Bibl. Archæol., Nov. et Déc. 1885, cartes); et dans d'autres publications. [Voir aussi Major R. H. Brown, *The Fayûm and Lake Mæris*, in-8°, 120 p., 27 pl., carte à 1 : 200 000, London, 1892; G. Schweinfurth, *Der Mæris-See nach den neuesten Forschungen* (Petermanns Mitteil., XXXIX, 1893, p. 191-196); H. Brugsch, *Le lac Mæris d'après les monuments* (Bull. Soc. khédiviale de Géogr., 3<sup>e</sup> sér., 1892, p. 617-628), et *Der Mæris-See* (Zeitschr. f. Ägypt. Sprache u. Alterthumskunde, XXX, 1892, p. 65-78; XXXI, 1893, p. 17-31; Westermanns Illustr. D. Monatshefte, Braunschweig, LXXIII, 1894, p. 118-139, carte); W. M. Flinders Petrie, *Ten Years Digging in Egypt*, in-8°, London, 1892; 2<sup>d</sup> ed., 1893; Cope Whitehouse, *Nile Reservoirs: The Fayoum and Rayan-Mæris* (Journ. R. Inst. British Architects, 3<sup>d</sup> Ser., I, 1894, p. 573-582); G. Schweinfurth, *Ein altes Heiligtum an den Ufern des Mæris* (Westermanns Illustr. D. Monatshefte, LXXVIII, 1895, p. 361-372). G. Maspero, *Histoire ancienne des Peuples de l'Orient classique*, I. in-8°, Paris, 1895, p. 511 et suiv.]

rivage, du côté de la mer, s'élèvent presque jusqu'au sommet du seuil de Gabès, mais autour de ces Chotts, qui descendent au-dessous du niveau de la Méditerranée actuelle, on ne voit pas de traces d'un récent séjour des eaux marines; l'effondrement remonterait donc à une époque toute récente (I, p. 458). Nous avons retrouvé les mêmes circonstances sur les bords du Jourdain, et le phénomène se répète dans le Fayoum et le Rayàn : donc, ces dépressions ne peuvent guère être considérées que comme des effondrements.

Dans le Rayàn, Schweinfurth n'a trouvé aucun dépôt récent marin ou d'eau douce; dans le Fayoum, des marnes grises contenant des Mélanies et des restes de poissons d'eau douce s'élèvent à 40 mètres environ au-dessus du lac, et par conséquent atteignent à peu près le niveau de la Méditerranée. Par contre, Médinet-el-Fayoum est bâti sur des atterrissements du Nil, amenés dans la dépression par le Bahr-Youssouf. Des constructions importantes paraissent avoir été enfouies sous ces atterrissements au cours des derniers milliers d'années. Le Bats, le plus septentrional des deux grands bras en lesquels le Bahr-Youssouf se divise à son entrée dans le Fayoum, s'est encaissé de 17 mètres dans ses propres alluvions.

Nous sommes ici en présence d'une des œuvres les plus gigantesques qui aient jamais été accomplies par la main de l'homme. Les eaux des crues du Nil ont été dérivées du Bahr-Youssouf vers l'ouest par un canal à écluses, le canal Menhy, et sont venues former le lac Mæris. En même temps que la basse Égypte se trouvait ainsi mise à l'abri des inondations, une partie du désert était changée en un merveilleux jardin, célèbre, des milliers d'années encore après l'achèvement des travaux, par ses vignes, ses roses et ses oliviers. Le long du canal s'étendaient les énormes et somptueuses constructions du Labyrinthe, au toit formé de grandes dalles de pierre<sup>1</sup>. Non loin de l'emplacement actuel de Médinet-el-Fayoum, à l'endroit où se trouvent les ruines d'Arsinoë (Crocodilopolis)<sup>2</sup>, s'élevait, sur le bord même du lac, le sanctuaire du dieu Sebak ou dieu Crocodile. Des crocodiles et des poissons très nombreux habitaient le lac.

On comprend et on partage l'étonnement avec lequel Hérodote, Strabon, Diodore et Maçoùdi parlent de ces travaux d'art. Les papyrus égyptiens dont Pleyte a donné récemment une traduc-

[1. Sur l'identité du Labyrinthe avec les ruines actuelles d'Hawarâ, voir Flinders Petrie, *Hawara, Biahun and Arsinoe*, in-4°, 30 pl., London, 1890; extr. par G. Schweinfurth, *Petermanns Mitteil.*, XXXVI, 1890, p. 50-54.]

[2. Voir G. Schweinfurth, *Über die Topographie von Arsinoe-Krokodilopolis* (*Zeitschr. Ges. f. Erdkunde*, Berlin, XXII, 1887, p. 34 et suiv. pl. 2).]

tion nous montrent le canal Menhy divisé longitudinalement en deux bras parallèles. Par l'un de ces bras les poissons descendent vers le lac, par l'autre ils en reviennent; tous se rapportent à la même espèce, et le Dr Steindachner a reconnu dans ces figures le *Mormyrus cachive* Geoffr., qui est encore à l'heure actuelle l'une des espèces les plus communes dans le Nil. Outre ces poissons, qui indiquent le cours de l'eau, on voit une bande d'oiseaux de marais, puis des arbres, et des deux côtés, sur un second papyrus, sont énumérées les 42 divinités dont chacune correspondait à l'un des 42 nomes entre lesquels se partageaient alors la haute et la basse Égypte, jusqu'au XIX<sup>e</sup> nome, celui de Péluse, à l'extrémité orientale du delta, sur l'emplacement actuel de Port-Saïd, point où les navires qui viennent de la Méditerranée pénètrent dans le canal de Suez. Un troisième papyrus a trait à l'établissement du lac, qui avait 52 kilomètres et demi de long et 5 kilomètres et demi de large. Ce qui en reste aujourd'hui est le Birket-el-Kéroun<sup>1</sup>.

« Les eaux de ce lac, rapporte Hérodote, ne sont pas le produit naturel du sol, qui dans cette contrée est particulièrement sec. Elles viennent du Nil par un canal, et s'écoulent pendant six mois du Nil dans le lac et pendant six autres mois du lac dans le Nil. Pendant les six mois de crue du fleuve, le lac rapporte chaque jour au trésor royal comme produit de la pêche un talent d'argent; en autre temps ce revenu n'est que de vingt mines. Les habitants de la contrée m'ont dit que ce lac se vide dans le désert Libyque, par un canal souterrain, qui se dirige à l'ouest vers l'intérieur et longe le coude situé en amont de Memphis<sup>2</sup>. » Cette indication de l'ouest semblerait correspondre au Rayân.

Tel était le caractère bienfaisant du sanctuaire national dont Amounemha III, de la douzième dynastie, « le bien-aimé de Sebak, le seigneur de l'île des beautés », avait gratifié son peuple. On peut facilement retrouver dans un passage du prophète Ezéchiel (XXIX, v. 3-5) les traits caractéristiques de cette fondation, c'est-à-dire l'établissement et l'entretien du Bahr-Youssouf, la dérivation de ce bras du Nil vers le désert et la vénération dont les crocodiles étaient l'objet dans une île d'un lac très poissonneux. M. le Dr A. Beer

1. W. Pleyte, *Over drie handschriften of Papyrus bekend onder de titels van Papyrus du Lac Mæris, du Fayoum et du Labyrinthe* (Verhand. k. Akad. Wetensch. Amsterdam, Afd. Letterk., XVI, 1886, p. 1-50, pl.). [Sur les dimensions réelles du Lac Mæris, voir R. H. Bröwn. Ouvr. cité; G. Schweinfurth, *Petermanns Mitteil.*, XXXIX, 1893, p. 190-196; C. F. Lehmann, *Über die Grössenberechnung des Mæris-Sees* (Verhandl. Ges. f. Anthropol. Berlin, 1892, p. 418-420).]

2. Hérodote, *Euterpe*, II, 149, 150.

a eu l'obligeance de m'en donner la traduction littérale que voici :

« 3. Fais entendre ta voix et parle, dit le Seigneur, l'Éternel; je viens à toi, Pharaon, roi d'Égypte, toi grand crocodile (animal du lac), qui vit dans ses flots et qui dit : Ce fleuve est à moi, je l'ai fait pour moi-même. — 4. Je mets un anneau à ta mâchoire et je suspens les poissons de tes flots à ta cuirasse écailleuse et je t'enlève de ton fleuve toi et tous les poissons de tes eaux qui sont suspendus à ta cuirasse écailleuse. — 5. Je t'abandonne au désert avec tous les poissons de la mer, et tu resteras à la surface du sol sans qu'on te prenne et qu'on te recueille... »

Saint Jérôme a déjà comparé ce passage à un autre du prophète Isaïe (XIX, v. 5, 6) : « *Et arescet aqua de mari, et fluvius desolabitur atque siccabitur et deficient flumina...* »; en ajoutant qu'il ne s'agit pas ici d'une mer ouverte, mais du lac Maréotis<sup>1</sup>. Ce passage se rapporte à la grande œuvre nationale entreprise par les Égyptiens, l'établissement du lac Mæris, ainsi que l'indique la mention qui y est faite du crocodile (animal du lac) et des poissons, et en particulier la phrase : « *Ce fleuve est à moi, je l'ai fait pour moi-même.* »

Lorsque, vers l'an 23 avant l'ère chrétienne, Strabon visita la contrée, il put encore assister aux repas des crocodiles sacrés; il parle de l'excellente huile du nome d'Arsinoë et de la fertilité de cette province<sup>2</sup>. Aujourd'hui il n'est plus question de fertilité, les serviteurs de Sebak ont disparu, mais le Bahr-Youssouf est toujours là et s'écoule encore vers l'ouest dans la dépression désertique. Les 42 nomes qui autrefois vénéraient leurs divinités près du canal Menhy comprenaient toute la contrée jusqu'à la Méditerranée, et on ne voit là d'autre changement qu'une augmentation d'épaisseur du limon du Nil et des apports de sable. Nous devons donc admettre que cette partie de l'écorce terrestre a conservé une stabilité complète depuis cette époque.

La contrée basse située en aval de Memphis a une histoire analogue à celle du delta actuel du Mississipi : de part et d'autre, les bras principaux du fleuve se sont trouvés endigués par leurs propres dépôts; à mesure que ces digues naturelles se prolongeaient vers la mer, l'espace compris dans les intervalles se comblait, et ainsi commença le delta. Mais il y eut quelque chose de plus que ce simple avancement des alluvions : l'eau douce, plus légère, étala au loin sur le fond de la mer un cône aplati de limon sablonneux,

1. S. Hieronymi *Opera*, ed. Vallars, 1735, IV, p. 208.

2. Strabon, lib. XVII, cap. 1, 35-38.

au milieu et au-dessus duquel s'édifiaient les digues. A un jour de route de la terre, dit Hérodote, la sonde ramène encore du limon du Nil par des fonds de onze brasses, car les alluvions du fleuve s'étendent jusque-là<sup>1</sup>.

Sur ce cône aplati, les vagues dirigées vers la terre séparent le sable du limon, et c'est ainsi qu'ont pris naissance les grandes flèches de sable et de grès tendre qui s'étendent en arc de cercle d'une embouchure à l'autre, les reliant entre elles et séparant de la mer ouverte les grandes lagunes non encore comblées, du lac Maréotis<sup>2</sup> jusqu'au delà du lac Menzaleh. A l'ouest, jusqu'aux ruines de Canope et peut-être même jusqu'à l'île Nelson [Aboukir], qui leur fait face, le sable meuble s'est converti en un grès calcaire. Les vents amènent un léger mouvement vers l'est; c'est pour cela qu'à l'ouest du Nil la salinité de la mer est si élevée, et c'est ce qui avait fait croire à Spratt que le canal de Suez se maintiendrait difficilement; depuis lors, en établissant la jetée de Port-Saïd, on a constaté que cette action était faible<sup>3</sup>. Elle a suffi cependant pour former avec le temps, à l'est du delta, de longues et étroites flèches, depuis le lac Sirbon jusqu'au mont Casios et même plus à l'est.

Les bouches du Nil (fig. 123) ont donc une structure aussi complexe que celles de beaucoup d'autres fleuves, et là aussi il faut distinguer les atterrissements, que le cours d'eau déverse directement dans la mer, et les flèches de sable, au tracé curviligne, qui sont dirigées perpendiculairement à ces levées d'alluvions fluviales. Il a fallu sans doute à la nature un temps fort long pour édifier cet appareil littoral; mais, aussi loin que nous puissions remonter dans l'histoire de l'humanité, il nous apparaît sensiblement identique à ce que nous le voyons aujourd'hui<sup>4</sup>.

Il est vrai que près d'Alexandrie on voit la mer pénétrer dans des tombeaux ou d'autres excavations pratiquées dans le grès

1. Hérodote, *Euterpe*, II, 5. Si Hérodote allait aujourd'hui à Alexandrie par la ligne des paquebots, il ne retrouverait plus cela, car les vents d'ouest ne permettent pas au limon d'être entraîné aussi loin vers l'Occident, et celui-ci ne commence à se déposer en quantité sérieuse qu'à partir de la bouche Canopique.

[2. R. Fourtau, *La région du Mariout* (Bull. Institut Égyptien, 3<sup>e</sup> Sér., III, 1891, p. 247-258, 1 pl.).]

3. Capt. Spratt, *An Investigation of the Effect of the prevailing Wave Influence on the Nile's Deposits* (livre bleu pour 1859, avec cartes). A. Lavalley, *Communications sur les travaux du canal maritime de l'isthme de Suez* (Extr. du Compte Rendu de la Soc. des Ingénieurs civils), in-8<sup>o</sup>, Paris, 1869, p. 64, 80, 106, 131.

[4. Telle est déjà la conclusion d'Élie de Beaumont : « Ce qui distingue particulièrement le Delta du Nil, c'est l'invariabilité presque complète de son contour extérieur. ...La côte de l'Égypte est demeurée à très peu près telle qu'elle était il y a 3 000 ans. » (*Leçons de Géologie pratique*, I, p. 460; voir aussi Maspéro, Ouvr. cité, I, p. 4).]

tendre de la rive : il se peut aussi que le long du bord, d'anciens chemins se trouvent maintenant submergés, çà et là, jusqu'au-dessous du niveau du reflux. Fraas a signalé ces traces <sup>1</sup>. Mais Alexandrie a été construite voilà vingt-deux siècles à la place de l'ancienne Rhacotis, et le pays environnant était alors certainement aussi plat que plus tard, quand Strabon décrivit la ville, et qu'il l'est à présent. Alors comme aujourd'hui se trouvait devant la flèche principale l'île fameuse de Pharos, et on peut encore recon-

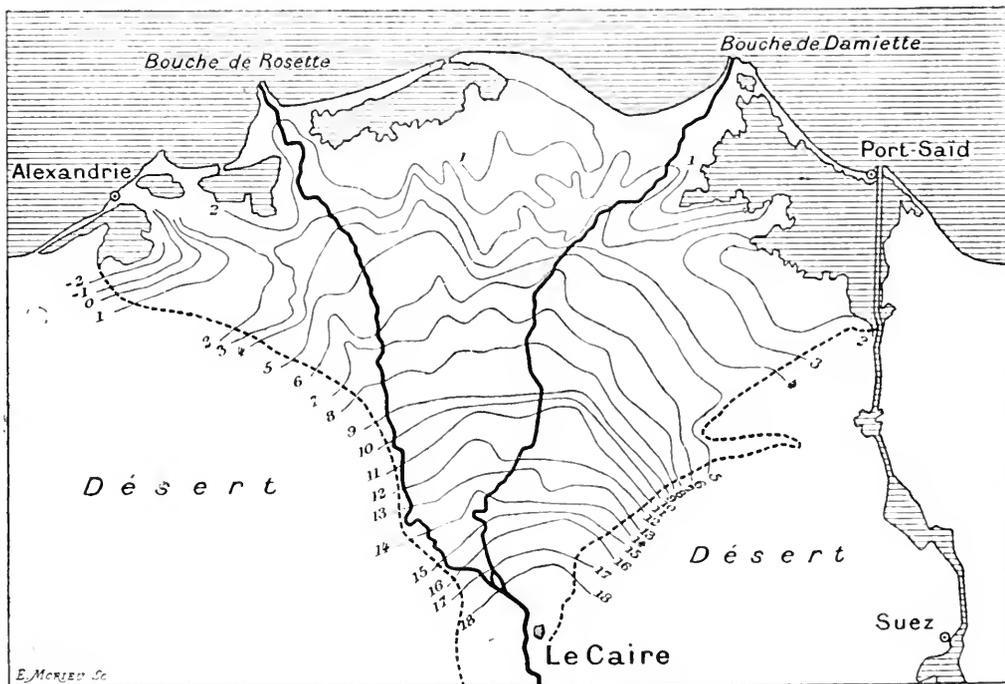


FIG. 123. — Hypsométrie du Delta du Nil, d'après [Willcocks *in*] J. de Morgan (*Recherche sur les Origines de l'Égypte*, in-8°, I, 1896, fig. 13, p. 40). — Échelle de 1 : 3 000 000. Hauteurs au mètre.

naitre l'Heptastade, qui rattachait cette île au cordon littoral. Il est donc impossible que pendant cette période si longue, ce mouvement positif ait fini par atteindre une amplitude appréciable. Au nord-est, là où la flèche s'avance en un promontoire, à l'endroit où se trouvait autrefois Héracléum, près de la bouche Canopique, Pâris aborda il y a environ trente et un siècles, et c'est là, d'après

1. O. Fraas, *Aus dem Orient*, p. 174 et suiv. — D'après Wilkinson, la grande place du Quartier franc, qui est située très bas, se trouverait tout entière sur l'emplacement du port, aujourd'hui comblé (*Handbook for Travellers in Egypt*, in-8°, 1867, p. 91). [Sur la topographie de la côte d'Alexandrie dans l'antiquité, voir J. Janko, *Mém. cité*, p. 316-332, pl. XXXVI; Néroutos-Bey, *L'ancienne Alexandrie*, in-8°, 136 p. Paris, 1888; G. Botti, *La côte alexandrine dans l'antiquité* (Bull. Soc. Khédiviale de Géogr., IV<sup>e</sup> série, 1897, p. 807-874).]

Hérodote, qu'Hélène et les trésors de Ménélas lui furent enlevés par ordre de Ramsès III <sup>1</sup>.

Dans la bouche Bolbitine, sous Psammétique, les Milésiens sont entrés avec trente vaisseaux, et c'est par la bouche Pélusiaque que la flotte d'Alexandre le Grand a fait voile vers Memphis. Le canal d'eau douce s'écoulait il y a des milliers d'années, comme aujourd'hui, par l'Ouadi-Toumilat, puis, à l'extrémité de cette vallée, il tournait brusquement vers la mer Rouge. L'étude des travaux de Brugsch, de Schleiden, et des autres savants qui ont essayé de déterminer le réseau des anciennes dérivations du Nil dans le delta nous montre que, dans ses traits essentiels, la situation de ces branches diverses n'a pas changé depuis l'origine des temps historiques, aussi loin qu'on puisse remonter dans le passé de ce pays <sup>2</sup> : il ne s'est produit ni soulèvement sensible, ni bombardement, ni modification d'aucune sorte dans la pente du fleuve.

Ce n'est pas seulement au point de vue du tracé des branches du Nil que l'état primitif s'est maintenu : la même invariabilité d'aspect se montre dans la plaine à l'est de Péluse et dans la flèche qui ferme le lac Sirbon jusqu'au Casius (Ràs-el-Kasroun). Cet étroit cordon semble avoir été dans l'antiquité la principale voie de communication entre la Syrie et l'Égypte, peut-être même la seule. Nombre de faits tendent à le prouver. Hérodote décrit le chemin qui longe la côte à travers le Casius comme la seule route praticable menant en Phénicie, et il ajoute : « C'est au lac Sirbon, dans lequel, d'après la légende, se trouve caché Typhon, que commence l'Égypte. » Diodore et Strabon sont particulièrement explicites dans leur description, et Polybe mentionne déjà les « abîmes » (Βάραθρα) du lac Sirbon. Diodore ajoute qu'Artaxerxès, pendant son expédition contre l'Égypte, ne connaissant pas la contrée, perdit dans ces abîmes une partie de son armée, et Strabon rapporte que lors de son séjour à Alexandrie la mer s'était avancée dans les

1. Hérodote, *Euterpe*, II, 113 ; Schliemann, *Ilios*, p. 186, note ; Brugsch-Bey, même ouvr., p. 819-824.

2. H. Brugsch, *Die Geographie des alten Ägyptens*, in-4°, Leipzig, I, 1857, p. 84 et suiv. ; M. J. Schleiden, *Die Landenge von Sués. Zur Beurtheilung des Canal-Projects und des Auszuges der Israeliten aus Ägypten*, in-8°, Leipzig, 1858. [Voir aussi J. Dümichen, *Geographie des alten Ägyptens* (in Ed. Meyer, *Geschichte des alten Ägyptens*, in-8°, Berlin, 1887, p. 1-266 : fait partie de l'*Allgemeine Geschichte* publiée par Oncken), et *Zur Geographie des alten Ägyptens*, 80 p., 3 cartes, Leipzig, 1894 ; J. de Rougé, *Géographie ancienne de la Basse-Égypte*, in-8°, 176 p., Paris, 1890 ; Egypt Exploration Fund *An Atlas of Ancient Egypt*, in-4°, London, 1894. — Sur l'histoire des branches du Nil, consulter J. Janko, *Mém. cité*, et *Mitteil. k. k. Geogr. Ges. Wien*, XXXII, 1889, p. 182 et 262, pl. VII ; Amélineau, *Revue Archéol.*, 3<sup>e</sup> sér. XX, 1892, p. 297-305.]

terres et avait inondé la contrée, « de sorte que le mont Kasion était devenu une île et que la route de Phénicie, qui passe à côté du mont, pouvait être suivie en bateau<sup>1</sup>. »

Ces « abîmes », ainsi qu'il ressort de ces descriptions, devaient être des parties occupées par des sables mouvants sur le lac Sirbon, lequel était alors en voie de comblement.

On a supposé à plusieurs reprises que c'est cette même voie de Syrie qui aurait été suivie par les Israélites à leur sortie de l'Égypte. Schleiden a récemment soutenu cette opinion avec beaucoup de force<sup>2</sup>. La preuve la plus décisive a été fournie par Brugsch, qui a trouvé au British Museum un papyrus dans lequel un fonctionnaire égyptien d'il y a trois mille ans raconte la poursuite exercée contre deux voleurs qui, se dirigeant vers l'est, avaient pris la route de Syrie en suivant le cordon littoral : or ce document énumère les localités même dont il est question dans l'Exode<sup>3</sup>.

Le pharaon Menephtah, qui s'était mis à la poursuite des Israélites, aurait donc disparu dans ces mêmes Βάραθρα, c'est-à-dire dans les sables des abîmes du lac Sirbon, où l'armée d'Artaxerxès devait plus tard trouver sa perte. L'idée que la mer se serait élevée comme une muraille protectrice des deux côtés du peuple hébreu doit s'expliquer par ce fait que les Israélites auraient suivi l'étroite flèche de sable qui portait le chemin de Syrie. C'est pourquoi le cantique d'action de grâces (*Exode*, XV, 1-21), qui est l'un des témoignages les plus anciens que nous possédions à ce sujet, exalte beaucoup moins comme un miracle le phénomène du partage de la mer et le passage des Israélites à pied sec que la perte de ceux qui les poursuivaient<sup>4</sup>.

Peut-être est-ce ainsi qu'il convient d'expliquer le passage si souvent commenté du prophète Isaïe (XI, 15, 16), que Beer traduit de la manière suivante :

15. « *Et Dieu coupera la langue de la mer d'Égypte et étendra*

1. Diodore, *Bibl. hist.*, I, 30 et XVI, 46 ; Strabon, *Geogr.*, I, 3, 43.

2. Ouvr. cité, p. 177 et suiv.

3. H. Brugsch-Bey, *L'Exode et les Monuments égyptiens*, in-8°, Leipzig, 1875, carte ; Berendt (*Geologie des Kurischen Haffes*, in-4°, 1869, p. 22 et suiv.) montre, par un exemple où il relate la perte de voitures et de chevaux, combien sont dangereux les sables du bord interne des flèches. Cf. *Exode*, II, xv, 5 : « L'abîme les a recouverts ils ont coulé comme des pierres. » — xv, 10. « Tu as jeté ton souffle et la mer les a recouverts et ils ont enfoncé comme un plomb dans les flots. » Pi-ha-kiroth de la Bible signifie l'entrée des abîmes.

4. C'est l'opinion de Dillmann, d'après lequel la route aurait passé par el Guis'r (*Die Bücher Exodus und Leviticus*, für die 2. Aufl. nach Knobel bearb., Leipzig, 1880, p. 153).

*sa main sur les flots dans sa colère, et la partagera en sept ruisseaux qu'on pourra passer à pied sec.*

16. « *Elle deviendra un chemin praticable pour le reste de son peuple, les survivants d'Assur, comme elle l'a été pour Israël au jour où il sortit du pays de Mizraïm.* »

Par « langue de la mer d'Égypte », il faudrait entendre, dans cette hypothèse, le cordon littoral qui portait la route de Syrie<sup>1</sup>.

On connaît les divergences de vues qui se sont élevées entre Spratt et de Lesseps lors de l'établissement du canal de Suez, et qui ont provoqué une étude approfondie du cheminement des sables sur les côtes de cette partie de la Méditerranée. L'expérience a prouvé que ce déplacement latéral est faible; ce mouvement, combiné avec celui du flot venant frapper à angle droit le rivage, avait toutefois suffi pour former, il y a plusieurs milliers d'années, la flèche qui séparait de la mer le lac Sirbon; or cette flèche existe encore aujourd'hui, et les eaux constituent encore une barrière protectrice des deux côtés de l'ancienne route. Quant au léger mouvement positif qui s'est produit à Alexandrie, il s'explique facilement par une modification dans le débit des bras du Nil.

L'allure horizontale des terrasses du lac du Jourdain, la haute antiquité des flèches littorales, la fixité de pente du Nil et de ses dérivations naturelles ou artificielles ne permettent pas d'admettre qu'il se soit produit de changements appréciables, depuis les origines de l'histoire, dans l'assiette rocheuse du bassin de la Méditerranée, du moins en ce qui concerne sa partie sud-est.

**7. Conclusion.** — Il existe de nombreuses preuves de la fixité du niveau de la Méditerranée pendant les derniers milliers d'années. La flèche d'Arabat dans la mer d'Azov et celle de Perekop, la *Carrière d'Achille*, existaient déjà il y a vingt siècles. La flèche du mont Casius, en avant du lac Sirbon, est connue depuis plus longtemps encore; c'est par là que passait, à l'époque la plus brillante de la civilisation égyptienne, la seule grande route militaire de l'Orient; c'est très probablement aussi par cette voie que les Israélites entrèrent dans le désert. La lagune de Tunis montre que depuis fort longtemps le niveau de la mer n'a pas varié; de même, l'horizontalité du soubassement sur lequel reposent les cordons littoraux successifs d'Aigues-Mortes, à l'ouest des embouchures du

1. Les exégètes prennent ces expressions au figuré et de différentes manières. Saint Jérôme (ed. Vallars, 1733, IV, p. 164) écrit : « Et desolabit Dominus linguam maris Ægypti. » Schleiden voit dans la « langue de la mer » le lac Menzaleh (Ouvr. cité, p. 190).

Rhône, constitue une preuve non moins démonstrative de la stabilité absolue de la ligne de rivage depuis une époque peut-être encore plus reculée. Sur les flèches de Toscane se voient les restes d'une voie romaine; l'ancien émissaire de Cosa fonctionne encore aujourd'hui; le Pô traverse des flèches multiples dont l'altitude est identique. Sur un grand nombre de points, la côte est caractérisée par des corniches en surplomb ou des grottes littorales, creusées par la mer à son niveau actuel. Là où on peut remonter le plus haut dans l'histoire du passé, en Égypte, la pente des diverses branches du réseau fluvial et par conséquent aussi le profil de la contrée ont si peu changé, qu'aujourd'hui encore le Bahr-Youssouf s'écoule dans le lac Mœris par la voie de l'ancien canal Menhy, et que le Canal d'eau douce porte comme autrefois les eaux du Nil dans la vallée des Sept-Fontaines.

Malgré ces preuves frappantes de la stabilité des rivages, et notamment les corniches d'érosion des côtes rocheuses, dont la signification ne peut échapper à personne, on a cru devoir admettre des soulèvements et des affaissements inégaux du sol. Les sources de cette erreur sont multiples, et, il faut bien l'avouer, très spécieuses. C'est d'abord l'existence de traces d'anciens rivages et de trous de pholades, invitant tout naturellement à admettre que les phénomènes qui se sont produits à une époque antérieure à la période historique ont pu se continuer de nos jours. C'est ensuite l'ignorance relative où l'on était, il y a quelques années encore, de l'extension très considérable que les « rebuts de cuisine » sont susceptibles de présenter; aussi bien tout banc de coquilles, quand on y trouvait des fragments de poteries, passait-il pour la preuve irréfutable d'un soulèvement récent. C'est enfin le progrès lent et régulier des atterrissements des cours d'eau, qui a été parfois invoqué comme l'indice d'un soulèvement de la terre ferme.

Ailleurs, on croyait constater des affaissements. Sur le rivage, quand des alluvions viennent à être ébranlées par un tremblement de terre, il arrive souvent qu'elles se détachent des roches dont la consistance est plus grande et qu'elles glissent dans la mer; c'est ainsi que, dans l'antiquité, de nombreuses villes ont disparu, et de semblables catastrophes se produisent encore de nos jours, — tel le tremblement de terre qui en 1861 ravagea *Ægion*, non loin de l'emplacement où vingt-deux siècles auparavant la ville d'Héliké s'abîmait dans les flots. Au lieu de conclure de la répétition de phénomènes analogues à la fixité de la ligne

de rivage, on a invoqué l'existence de ces ruines aujourd'hui baignées par la mer, et d'ailleurs presque toujours situées dans des ports, comme prouvant un affaissement de toute la lithosphère. On a interprété de même les faibles variations du plan d'eau observées dans les lagunes de Venise, à Ravenne et à Alexandrie, bien que sur ces divers points, en dehors du peu de stabilité des alluvions, ces variations puissent trouver dans l'augmentation de débit des bras d'un fleuve une explication plausible.

On est arrivé ainsi à ce résultat singulier que sur les côtes de la Méditerranée, des régions soulevées et des régions affaissées se suivraient sans ordre visible, et alterneraient à des distances très rapprochées avec des parties n'ayant subi aucun changement : tel aurait été le cas, par exemple, pour le Sud-Ouest de l'Asie Mineure. En outre, les cordons de trous de pholades du temple de Sérapis, à Pouzzoles, avaient fait croire qu'en un même lieu des mouvements de soulèvement ou d'affaissement pouvaient se succéder au cours des siècles ; mais on oubliait que la situation de ce point, au milieu d'un cratère, est absolument exceptionnelle.

L'enquête à laquelle nous venons de procéder lève ces difficultés et nous montre que, depuis plusieurs milliers d'années, le niveau de la Méditerranée n'a pas varié, ou n'a subi que des changements trop faibles pour pouvoir être mis en évidence par nos observations. Il reste cependant une exception pour le Sud-Ouest de la Crète.

Les mesures comparatives des niveaux de l'Océan et de la Méditerranée, mesures malheureusement trop peu nombreuses, et les déterminations de densité de l'eau nous permettent d'avancer que, sans même tenir compte du rôle de l'attraction, la surface de la Méditerranée présente la forme d'un entonnoir dont le fond se trouve entre l'île de Crète et les côtes d'Afrique. Tout changement de climat survenant dans le bassin méditerranéen doit avoir un contre-coup immédiat sur l'allure de cette partie de la mer. Or Spratt soupçonne l'existence, au sud de la Crète, de traces de mouvements négatifs sensibles ; mais ce point demande de nouvelles recherches, avant qu'on puisse se prononcer d'une façon définitive.

Il est étonnant que les nombreux tremblements de terre qui ont ravagé certaines parties des côtes de la Méditerranée n'aient laissé aucune trace visible sous forme de dislocations ; du moins je n'en connais pas d'exemple authentique. Mais la dislocation observée de nos jours en Nouvelle-Zélande n'a laissé elle-même que des traces

si fugitives qu'en peu d'années elles devront avoir disparu (II, p. 37). Quand bien même des cas de ce genre viendraient à être constatés dans les régions qui nous occupent, cela ne changerait rien aux résultats généraux de l'étude comparative à laquelle nous venons de nous livrer, résultats que nous pouvons formuler ainsi : *la Méditerranée ne nous fournit jusqu'à présent aucune preuve d'un soulèvement ou d'un affaissement lent de la lithosphère, datant de l'époque historique.*

## CHAPITRE XII

### LIGNES DE RIVAGE DU NORD<sup>1</sup>

1. Complexité de la configuration superficielle des Océans. — 2. Côtes occidentales de l'Atlantique Nord. — 3. Côtes orientales de l'Atlantique Nord. — 4. Le Nord de l'Eurasie et les côtes occidentales du Pacifique Nord. — 5. Côtes orientales du Pacifique Nord. — 6. Conclusion.

**1. Complexité de la configuration superficielle des Océans.**  
— La Baltique et la Méditerranée doivent à des influences climatiques une forme de surface qui n'est pas celle de l'Océan. Dans la Baltique, on a des raisons de croire qu'il existe une pente allant des parties les plus éloignées des golfes de Botnie et de Finlande vers les Belts et l'Öre-Sund; dans la Méditerranée, au contraire, il y a lieu de conjecturer un maximum de dépression entre la Crète et les côtes d'Afrique. Mais la surface des mers ouvertes n'est pas elle-même à l'abri de semblables influences<sup>2</sup>. La salinité est moindre dans le voisinage de beaucoup de côtes que dans la haute mer; la température et l'état de l'atmosphère ont aussi leur part d'influence sur la forme superficielle. Malheureusement, les observations positives sur ce sujet sont encore peu nombreuses; mais les excellents travaux de l'expédition norvégienne dans les mers du Nord, et les études de Mohn auxquelles ils ont servi de base, montrent pour les mers qui forment le passage de l'Atlantique Nord à la mer Glaciale à quel taux notable s'élèvent, indépendamment de l'attraction, les écarts constatés par rapport à la surface idéale. En fait, la représentation qu'a donnée Mohn de cette partie de la

[1. Traduit par M. Zimmermann.]

[2. Sur les irrégularités de forme de la surface océanique, voir J. Thoulet, *Note sur le poids spécifique et la densité de l'eau de mer* (Bull. de Géogr. historique et descriptive, Année 1889, p. 123-132).]

surface marine nous apprend qu'ici encore se présente une forme en entonnoir, avec un maximum de dépression entre l'Islande et la Norvège. A partir de ces parages, la surface s'élève vers les côtes : ce relèvement est surtout marqué dans la Norvège méridionale, en sorte qu'à Kristiania il atteint 2<sup>m</sup>,9, contre 0<sup>m</sup>,7 seulement à Bodö et au cap Nord. D'après ces données, la différence de niveau des eaux serait, entre Kristiania et le cap Nord, de 2<sup>m</sup>,2. Du reste, Mohn n'omet point d'ajouter que sur les côtes elles-mêmes, le plan d'eau peut subir dans une large mesure l'influence du retard de la marée par les bas-fonds, de l'apport des eaux douces, du régime des vents et d'autres circonstances locales<sup>1</sup>.

On voit par là combien, en tout état de cause, il serait difficile, même dans les mers ouvertes, d'établir d'une façon concluante un mouvement de la terre ferme en se basant sur des modifications d'une faible amplitude, subies par la ligne de rivage.

Les variations locales du niveau marin ont d'ailleurs été mises en évidence par des mesures directes.

En 1837, le gouvernement anglais fit établir un repère au phare de Poolbeg, dans la baie de Dublin, à une certaine hauteur au-dessus des basses mers. Le niveau des basses mers devait servir de zéro pour le nivellement de l'Irlande ; mais on découvrit des discordances si fortes qu'il fallut renoncer à cet élément et rapporter toutes les cotes d'altitude à un point unique.

Kinahan a réuni les nombreuses mesures effectuées, et il a montré que tout autour de l'île, non seulement le niveau des basses mers, mais encore et surtout celui des hautes mers et celui des grandes marées, dont l'importance est capitale pour la formation des terrasses, comme le remarque justement Kinahan, correspondent à des surfaces inégales et ondulées. La plus basse moyenne des hautes mers dans les grandes marées au-dessus du plan d'eau moyen le plus bas se trouve à Courtown (Wexford, côte E.) ; le plan d'eau moyen le plus bas est à Kilbaha, au nord de l'embouchure du Shannon. Si l'on élimine les anses étroites, où se manifestent des écarts plus importants encore, comme il est naturel de s'y attendre, et si l'on prend pour zéro le minimum de Courtown, voici ce qu'on constate :

Le niveau moyen des hautes eaux de grandes marées s'élève de plus en plus au nord de Courtown, et atteint + 1<sup>m</sup>,984 à Ardglass, en face de l'île de Man. A partir de là, en contour-

1. H. Mohn, *Die Strömungen des Europäischen Nordmeeres* (Petermanns Mittheil., Ergänzungsheft Nr. 79, 1885, Taf. II, fig. 6).

nant la pointe nord-est de l'île, il s'abaisse graduellement jusqu'à  $+ 0^m,305$  à Ballycastle, en face de l'île Cantyre. Si l'on suit la côte, en éliminant les points un peu reculés vers l'intérieur des terres, on voit, en contournant la pointe nord-ouest, ce chiffre se relever de nouveau pour atteindre  $+ 1^m,59$  à Slyne Head, le promontoire qui limite au nord la baie de Galway. Après avoir dépassé l'angle sud-ouest, nouvelle baisse jusqu'à  $0^m,61$  à Cork, puis montée jusqu'à Dumore ( $0^m,92$ ), et enfin chute au point 0 à Courtown.

Il règne donc autour de l'Irlande des conditions très complexes ; et Ravenstein fait observer qu'à Rispond, sur la côte nord du Sutherland, d'après le nivellement de Ross Clarke, le niveau moyen est de  $0^m,5291$  plus élevé que le niveau moyen de Liverpool. Or celui de Kilbaha, comparé à celui de Liverpool, donne —  $0^m,4395$  : le niveau moyen à Kilbaha est donc de  $0^m,9686$  plus bas qu'à Rispond<sup>1</sup>.

Dans cet exemple, c'est surtout la configuration du littoral et l'angle d'incidence de la marée qui entrent en ligne de compte pour déterminer la hauteur du plan d'eau. On est en droit de dire, d'une façon générale, que les déformations auxquelles est sujette la surface des mers ouvertes semblent comporter moins de variations que ce n'est le cas pour les mers fermées. Cette assertion ne s'applique pas, on le conçoit sans peine, aux golfes, non plus probablement qu'aux rivages des mers arctiques, où l'apport d'eaux douces résultant de la fonte des glaces est souvent très considérable, et où il y a lieu de s'attendre, en conséquence, à constater des oscillations locales particulièrement importantes.

Ces considérations préliminaires étant posées, je vais essayer de donner un aperçu des oscillations récentes qu'ont subies les lignes de rivage dans les mers ouvertes. Le nombre des données acquises est si grand et leur valeur si diverse que nous serons obligés de faire un choix. Notre examen portera d'abord sur les latitudes les plus voisines du pôle, en commençant par les côtes occidentales et orientales de l'Océan Atlantique, y compris les parties adjacentes de la mer Glaciale ; puis nous passerons au Nord de l'Asie et aux côtes occidentales du Pacifique Nord, et enfin aux côtes orientales du même Océan. Ce chapitre se terminera par une vue d'ensemble des résultats que fournit l'étude de la calotte septentrionale du globe.

<sup>1</sup> Kinahan, *Irish Tide Heights and Raised Beaches* (Geol. Mag., Déc. 2, III, 1876, p. 78-83) ; E. G. Ravenstein, *On Bathy-hypsographical Maps* (Proc. R. Geogr. Soc. London, VIII, 1886, p. 24).

2. **Côtes occidentales de l'Atlantique Nord.** — L'on possède sur cette région un certain nombre de données se rapportant à des changements en partie positifs, en partie négatifs, qu'on croit avoir constatés et qui continueraient à se produire aujourd'hui : il convient de les examiner en premier lieu.

Le cas le plus connu concerne le prétendu *mouvement de bascule du Groenland*. On a observé dans le Nord d'anciens rivages situés à une grande altitude, et l'on y a vu des indices d'un mouvement négatif, ou, suivant l'expression de l'époque, d'un soulèvement du sol. Mais on ne connaît pas l'âge de ces terrasses ; un certain nombre d'entre elles doivent sans doute leur origine au barrage temporaire des fjords par les glaciers, et il en existe également dans le Sud, notamment dans le fjord même d'Igalliko, où l'on a cru trouver des preuves de l'affaissement du pays : ce fjord serait déjà, par conséquent, de l'autre côté de la bascule.

L'hypothèse d'un affaissement du sol s'appuie principalement sur une lettre du Dr Pingel, de Copenhague, datée de 1835<sup>1</sup>.

Pingel rappelle que, dès 1777 et 1779, Arctander supposait déjà que le Groenland s'affaisse. Ce voyageur avait remarqué qu'une île rocheuse située dans le fjord d'Igalliko, à une portée de fusil environ du rivage, se trouvait presque entièrement couverte à marée haute, bien qu'on y vit les murs d'une maison, longue de 52 pieds et large de 30, sur 5 d'épaisseur et 6 de hauteur. Lorsqu'un demi-siècle plus tard le Dr Pingel visita le pays, l'île en question était complètement submergée, à ce point que les ruines seules dépassaient le niveau des eaux.

Plus tard, Kane rencontra en plusieurs endroits, jusqu'à Upernivik, des cabanes abandonnées que baignait la mer ; les dernières ruines de ce genre se trouveraient par 76° 20' ; et comme Kane connaissait des terrasses sous des latitudes encore plus hautes, et qu'il les regardait comme des preuves non équivoques d'un soulèvement, il en déduisit, ainsi qu'on l'a vu, que le Groenland se trouve soumis à un mouvement de bascule, comparable à celui que Lyell admettait à cette époque pour la Scandinavie ; la charnière aurait coïncidé à peu près avec le parallèle de 77°<sup>2</sup>.

1. *Letter from Dr. Pingel* (Proc. Geol. Soc. London, II, Nov. 18, 1835, p. 208). Voir aussi Poggendorff Ann., XXXVII, p. 446 et suiv. ; données bibliographiques anciennes dans R. Brown, *On the Physics of the Arctic Sea*, in-8°, Edinburgh, 1871, p. 690 et suiv. ; voir aussi Quart. Journ. Geol. Soc., XXVII, 1871, p. 692.

2. Kane, *Arctic Explorations*, in-8°, II, 1857, p. 692 ; Bessels, *Die Nordamerikanische Polarexpedition*, in-8°, Leipzig, 1879, p. 156.

Cette hypothèse a passé dans un grand nombre de nos livres d'enseignement.

Dans une station abandonnée située au fond du fjord glaciaire de Jakobshavn (69° 7') et qui paraît avoir porté jadis le nom de Kaja, Nordenskjöld trouva d'anciennes habitations, reconnaissables surtout aux « rebuts de cuisine » qui les entourent aujourd'hui, et dont il évalue l'ancienneté à 500 ans au plus; elles étaient si rapprochées de la rive qu'il fallait, à son avis, ou que les eaux eussent monté dans le fjord ou que la terre se fût affaissée, car il n'était pas vraisemblable qu'on eût choisi un site tellement voisin de la mer qu'une embarcation ne pût même pas trouver place entre les murs et le rivage. De même Jensen, confirmant un renseignement déjà donné par Pingel, a rapporté qu'à la mission de Lichtenfels (63° 5'), au dire du missionnaire Kleinschmidt, il avait fallu déjà déplacer trois fois vers l'intérieur les cales de halage établies sur la grève et destinées aux embarcations des femmes : il en résulterait pour la période 1789-1878 un affaissement de 6 à 8 pieds<sup>1</sup>.

Tout autre est le jugement de Steenstrup, qui a consacré tant d'années à l'exploration du Groenland. Il écrivait en 1876 : « En ce qui concerne la question de l'affaissement, j'avoue être demeuré assez sceptique. Sans doute, j'ai vu en divers endroits l'emplacement de maisons détruites par les eaux, et sur certains points, on ne peut le nier, il ne viendrait aujourd'hui à personne l'idée de bâtir des maisons aussi près de l'eau. Mais si l'on prend en considération les nombreux indices de fixité de niveau des eaux qu'on rencontre presque partout sur le littoral, je suis porté à croire que les faits d'ailleurs incontestables de maisons détruites par la mer peuvent fort bien s'expliquer par des circonstances locales, telles que le déplacement des courants, etc. » Énumérer tous les renseignements dus aux indigènes ou aux colons ne nous avancerait guère. D'autre part, les ruines signalées par Pingel dans la petite île du fjord d'Igalliko ne sont pas non plus de nature à démontrer un affaissement du pays, « car, à en juger par les descriptions données autrefois, les conditions y sont exactement les mêmes aujourd'hui qu'il y a cent ans. Actuellement comme alors, l'eau atteint au mo-

1. Nordenskjöld, *Redogörelse om Grönland*, p. 1017; *Account of an Expedition to Greenland in the year 1870* (Geol. Mag., IX, 1872, p. 410, 413); Jensen, *Meddelelser om Grönland*, I, 1879, p. 34. [Tout récemment, H. Pjetursson a cru pouvoir déduire de ses observations dans le district d'Egedesminde (68°-69°) un affaissement qui aurait atteint 0<sup>m</sup>,2 en dix-sept ans (1880-1897); *Meddelelser*, XIV, 1898, p. 417-418. Voir aussi E. von Drygalski, *Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 1891-1893*, in-4°, Berlin, 1897, I, p. 157.]

ment du flux la base des murs... » En 1883, Steenstrup a dressé l'inventaire de ces habitations que la mer a baignées ou détruites; mais il n'a pas porté de jugement définitif, se bornant à attirer l'attention sur les atterrissements extrêmement rapides qui se produisent aujourd'hui dans un grand nombre de fjords<sup>1</sup>.

Nous n'avons donc pas à tenir compte des anciennes données, qu'il s'agisse des lignes de rivage situées à une grande hauteur ou des ruines du fjord d'Igalliko. Ces faits mis de côté, on constate au contraire sur nombre de points une stabilité complète; ailleurs, et presque toujours dans les fjords ou dans les bras de mer abrités par les îles côtières, on observe un changement positif. Mais, on ne doit pas l'oublier, il n'existe guère au monde un littoral d'une pareille étendue qui reçoive autant d'eau douce dans des conditions aussi particulières, et de plus, cet apport est subordonné à l'influence des saisons. D'après l'expérience acquise dans d'autres mers, on doit s'attendre à trouver ici, suivant la phase par laquelle passe le climat du pays, des stations franchement positives ou franchement négatives et, dans l'intervalle, d'autres points qui ne se trouvent pas sous l'influence directe des eaux de fusion, et où cette influence ne se révèle que très affaiblie ou même devient nulle.

C'est en effet ce qui se produit.

En se fondant sur l'identification des *Gumbjorn Skerries*, que signalent les anciennes cartes, avec la « terre affaissée de Bus », on a cru aussi pouvoir suivre les traces de l'affaissement hypothétique du Groenland jusqu'à 58° de lat. N.; mais les objections élevées par Major contre la prétendue concordance de ces points ôtent toute valeur à une pareille conjecture<sup>2</sup>.

Rob. Bell pense avoir trouvé dans la *baie de Hudson* les indices d'un mouvement négatif qui se produirait à l'heure actuelle, en affectant même une allure assez rapide; il s'appuie en même temps

1. K. J. V. Steenstrup, *Indberetning om de i Grønland i aaret 1876 foret. geologiske undersøgelse*, afgiv. 22 Mars 1877 (Sæertryk af Tyllæg B til Rigsdagstidend 1877-1878, Kjöbenhavn, 1877, p. 16); le même, *Meddelelser*, II, 1881, p. 40, 41 et IV, 1883, p. 237-242). Dans ce dernier passage l'auteur signale le fait qu'à Julianehaab et à Frederikshaab, des anneaux d'amarre se trouvent très bas au-dessous du niveau des hautes mers; cette circonstance est regardée comme l'indice d'un relèvement du plan d'eau; il convient cependant d'ajouter qu'à la carrière de cryolite d'Ivigtuk, trois anneaux ont été fixés au-dessous du niveau des hautes mers parce que plus haut la roche ne paraissait pas assez résistante. [Sur les ruines du Groenland méridional et leur situation par rapport au niveau de la mer, voir D. Bruun, *Arkæologiske undersøgelser i Julianehaabs Distrikt* (Meddelelser om Grønland, XVI, 1896, p. 171-161, nombr. pl. et cartes; résumé en français, p. 479-495).]

2. R. H. Major, Proc. R. Geogr. Soc. London, XVII, p. 321, June 23, 1873.

sur les dires des riverains. Il insiste particulièrement sur le recul rapide du rivage à l'embouchure du Nelson et de la rivière Hayes. On observerait le même phénomène dans l'Eastmain et en général sur toute la côte occidentale du grand golfe à partir du Fort Churchill et autour de la Baie James. A l'ancien Fort du Prince de Galles, l'affaissement est évalué à 7 pieds par siècle. « Cette retraite de la mer, dit Bell, peut être attribuée à un abaissement général de son niveau relativement à la terre, et en partie à l'envasement de certaines parties de la baie d'Hudson, qui interrompt le libre cours des marées <sup>1</sup>. »

On est naturellement porté à supposer que le mouvement négatif provient ici des mêmes causes que dans la Baltique.

Du *Nouveau-Brunswick* jusqu'au *Massachusetts*, il existe en plusieurs endroits des forêts et des tourbières submergées, qui pourraient faire conclure à un mouvement positif s'opérant à l'heure actuelle. Les descriptions les plus détaillées qu'on possède de ces forêts sous-marines sont dues à Dawson et à Matthew; Cook, Gessner et Guyot ont aussi publié des faits analogues<sup>2</sup>. Un grand nombre de ces observations se rapportent aux rives de la baie de Fundy; par sa forme en entonnoir, cette baie resserre le flot de marée et le contraint à s'élever de plus en plus, à tel point que dans les parties intérieures l'écart entre le flux et le reflux dépasse 60 pieds [18 m.]<sup>3</sup>. A l'encontre de l'opinion qui veut qu'aujourd'hui le continent s'affaisse, Dawson fait lui-même remarquer qu'on a dans ces dernières années endigué de grandes étendues de terrain plat le long de

1. Rob. Bell, Commission Géol. du Canada, *Rapport des Opérations*, 1878-79, C., p. 24; Ibid., 1877-78, C, p. 36 et CC, p. 29. [Voir aussi le mémoire du même auteur : *Proofs of the Rising of the Land around Hudson Bay* (Amer. Journ. Sc., 4<sup>th</sup> Ser., I, 1896, p. 219-228); ses conclusions sont contestées par J. B. Tyrrell, *Is the Land around Hudson Bay at present rising?* (Ibid., II, 1896, p. 200-205).]

2. Dawson, *Acadian Geology*, in-8°, 1868, p. 28 et suiv.; G. F. Matthew, *Rapport sur la géologie superficielle du Sud du Nouveau-Brunswick* (Commission Géol. du Canada, Rapp. des Opérations, 1877-78, EE, p. 36 et suiv.); G. H. Cook, *On a subsidence of the Land on the Sea Coast of New Jersey and Long Island* (Amer. Journ. Sc., 2<sup>d</sup> Ser., XXIV, 1857, p. 341-354); Abr. Gesner, *On the Elevation and Depression of the Earth in North America* (Quart. Journ. Geol. Soc., XVII, 1861, p. 381-388, et dans le *Journal l'Institut*, Paris, 1862, p. 120). [Voir aussi R. Chalmers, *Reports on the Surface Geology of New Brunswick* (Geol. and Nat. Hist. Survey of Canada, N. S., II, 1886; III, 1888; IV, 1890; VII, 1896; cartes à 1 : 253 440 et pl.); W. J. Mc Gee, *Encroachments of the Sea* (The Forum, X, 1890, p. 437-449); F. J. H. Merrill, *Barrier Beaches of the Atlantic Coast* (Appleton's Popular Science Monthly, XXXVII, 1890, p. 736-745); N. S. Shaler, *Beaches and Tidal Marshes of the Atlantic Coast* (National Geogr. Monogr., I, n° 3, p. 137-168, New York-Cincinnati-Chicago, 1895).]

[3. Sur les marées dans la baie de Fundy, voir W. Bell Dawson, *Survey of Tides and Currents in Canadian Waters*, Reports of Progress, in-8°, Ottawa, 1894 et années suiv.).]

la côte, et que ces travaux ont eu pour effet de contenir encore davantage le flot de marée, peut-être même de le dévier<sup>1</sup>. D'autre part, et ce résultat est bon à opposer à toutes ces hypothèses, H. Mitchell a montré, à la suite du levé de ces côtes, qu'il existe précisément dans cette région un grand nombre de points, assez éloignés les uns des autres, où l'on est certain que, depuis deux ou trois siècles, aucun changement ne s'est produit dans la position relative de la terre et de la mer. On peut constater l'existence de points fixes de ce genre depuis le golfe du Saint-Laurent jusqu'à la Nouvelle-Écosse et jusqu'à la côte du Massachusetts : il s'agit soit de marais salants dont la configuration ne s'est pas modifiée, et qui aujourd'hui comme en 1609 sont recouverts deux fois par mois au moment de la marée ; soit de rochers isolés comme l'île Percée (Percé Rock), dans la presqu'île de Gaspé, qui, dès 1603, absolument comme aujourd'hui, se trouvait reliée au continent lors du jusant : au moment du flot, alors comme aujourd'hui, on pouvait passer en canot par l'ouverture à laquelle ce rocher doit son nom. Nous pouvons donc laisser de côté toutes les hypothèses contraires<sup>2</sup>.

Dans la *Caroline du Sud*, on a souvent admis, à l'exemple de Lyell, un affaissement général du continent. Tuomey a soumis les faits à un examen critique, et montré d'une façon convaincante que cette hypothèse est sans fondement. Sur de vastes étendues la côte est plate et marécageuse ; un affaissement du sol ou un relèvement de la surface de la mer dont l'amplitude serait seulement de 2 pieds détruirait les rizières fort loin à la ronde. Les « rebuts de cuisine » qui couvrent James Island rendent dès l'abord invraisemblable qu'il se soit produit pendant l'ère moderne aucune oscillation importante ; pourtant, on n'en voit pas moins des traces de forêts submergées par la mer, où les souches font encore saillie au-dessus de l'eau. En certains points, il ne s'agit là que de l'irruption de la mer dans un territoire déprimé, auquel un cordon littoral sert d'endiguement naturel. Ailleurs, la cause est différente : lorsque par une marée exceptionnellement forte, l'eau salée est lancée sur un marais à cyprès, elle fait périr aussitôt

1. Dawson, *Acadian Geology*, p. 31.

2. H. Mitchell, *Notes concerning alleged Changes in the relative Elevations of Land and Sea* (Rep. of the Superintendent of the U. S. Coast Survey for 1876-77, in-4°, Washington, 1880, Appendix 8, p. 98-103). [Pour un exemple de modifications apportées à la forme des côtes par le travail des eaux marines, voir H. L. Marindin, *On the Changes in the Ocean Shorelines of Nantucket Island, Massachusetts, from a comparison of Surveys made in the years 1846 to 1897* (Ibid., 1892, pt. II, p. 243-252, 3 cartes). Voir aussi F. P. Gulliver, *Shoreline Topography* (Proc. Amer. Acad., XXXIV, 1899, p. 151-258 ; nombreuses indications bibliographiques).]

toutes les plantes dont ce marais se trouve rempli, et le sol tout entier s'affaisse avec les arbres qu'il porte; l'eau séjourne désormais en permanence sur la région affaissée. Il se produit encore le cas suivant : sur l'île Morris une ligne de dunes s'élève à 30 ou 50 pieds, en barrant vers l'intérieur un grand marais; à mesure que les dunes avancent vers la terre, on peut voir qu'elles laissent derrière elles, du côté de la mer, un grand nombre de racines d'arbres : le poids de la dune en marche a déterminé un tassement du marais, d'où l'abaissement des arbres; en dehors de la dune, les arbres sont recouverts au moment des hautes mers; souvent des huîtres s'y sont fixées<sup>1</sup>.

Nous nous trouvons donc ici en présence de constatations à peu près identiques à celles qui ont été faites sur le littoral de la mer du Nord.

Le soubassement sur lequel s'élèvent les *Keys de la Floride* jusqu'aux Tortugas indique une longue stabilité de la ligne de rivage (II, p. 522). Cette stabilité est non moins nettement mise en évidence par la structure du *delta du Mississipi*.

Les bancs de coquilles de *Gnathodon* qui ont été rencontrés à diverses altitudes au-dessus du fleuve, et que Lyell regardait comme la preuve d'un soulèvement récent du pays, sont des « rebuts de cuisine ». Il est en tout cas certain qu'aujourd'hui les *Gnathodon* ne se trouvent que rarement ou jamais à l'état vivant en amont de Choctaw Point (à 1 mille en aval de Mobile), alors qu'à 50 milles (80 kilom.) au-dessus de ce point existent encore de grands amoncellements de coquilles mêlées à des poteries indiennes, sous 2 pieds de terre et sous une ancienne forêt<sup>2</sup>.

Le Mississipi ne débouche point, comme tant d'autres rivières,

1. Tuomey, *Report on the Geology of South Carolina*, in-4°, Columbia, 1848, p. 190-200. Depuis la publication de ce rapport, on a cru de nouveau reconnaître un mouvement positif, en particulier parce que des écailles d'huîtres se montrent avec d'anciennes poteries jusqu'à 30 milles (angl.) des embouchures des fleuves. Quant à moi, j'y vois des « rebuts de cuisine » accumulés en arrière d'atterrissements récents; O. Lieber, *Notes on certain Ancient and Present Changes along the Coast of South Carolina* (Amer. Journ. Sc., 2<sup>d</sup> Ser., XXVIII, 1859, p. 354-359). [Sur les marais à cyprès et le rôle protecteur des cordons littoraux, voir N. S. Shaler, *General Account of the Fresh-water Morasses of the United States, with a Description of the Dismal Swamp District of Virginia and North Carolina* (10<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1888-89, p. 255-339, pl. VI-XIX, 1890). — Sur les « rebuts de cuisine » du littoral atlantique des États-Unis, voir E. R. Reynolds, *The Shell Mounds of the Potomac and Wicomico* (Amer. Anthropologist, Washington, II, 1889, p. 252-259); F. H. Cushing, *Exploration of Ancient Key-Dwellers' Remains on the Coast of Florida* (Proc. Amer. Phil. Soc., XXXV, 1897, p. 329-432, pl. XXV-XXXV, cartes); G. F. Eaton, *The Prehistoric Fauna of Block Island, as indicated by its ancient Shell-Heaps* (Amer. Journ. Sc., 4<sup>th</sup> Ser., VI, 1898, p. 137-159, pl. II, III, cartes).]

2. Humphreys and Abbot, *Report upon the Physics and Hydraulics of the Mississippi River*; reprinted with additions, in-4°, Washington, 1876, p. 464.

dans un profond golfe marin, formant en quelque sorte la continuation de la vallée fluviale et que le cours d'eau doit d'abord combler, avant d'être en état de pousser son delta en pleine mer. A la Nouvelle-Orléans même, ses dépôts n'atteignent guère au-dessous de — 37 à — 40 pieds [11 à 12 m.]<sup>1</sup>, et si l'on voulait ici, comme pour d'autres fleuves, parler de la tête du delta, il ne serait pas possible de la placer plus haut que l'étranglement entre le Lac Pontchartrain et le Grand Lac. C'est seulement dans les « bayous » intérieurs, comme l'Atchafalaya et le Plaquemine, que s'effectue un travail de colmatage, et le volume de ces bras sans issue ne représente guère que la douzième partie du courant liquide. Tout le reste des eaux du Mississipi, et en même temps la plus grande partie des matières tenues en suspension, se trouvent entraînées au delà de l'ancienne ligne de côte et ne commencent à se déposer qu'après l'avoir franchie. C'est ainsi que les divers bras édifient de longues digues sur lesquelles ils s'écoulent. De temps en temps, on voit s'élever des profondeurs, au voisinage de l'extrémité de ces digues, sans qu'il y ait eu le moindre ébranlement séismique, un cône de boue. Il s'y ouvre un cratère, et des eaux saumâtres, de la vase fluide et des gaz combustibles s'en échappent avec force ou s'épanchent lentement au dehors. Quand les eaux sont hautes, l'activité de ces « mud-lumps » augmente. Au bout de quelque temps, l'activité du cône boueux s'éteint, et il ne reste plus qu'une nouvelle saillie, qui sert désormais de point d'appui aux progrès du fleuve<sup>2</sup>.

Outre ces éruptions d'un caractère très spécial, on voit intervenir parfois des mouvements d'une tout autre nature.

Du 13 au 14 avril 1876, nous apprend Forshey, il se produisit dans la Passe à l'Outre une perturbation singulière, qui contraignit les dragueurs à délaisser ce bras.

[1. De récents sondages ont montré que l'épaisseur de ces dépôts est bien plus considérable, et dépasse 300 mètres; E. L. Corthell, *The Delta of the Mississippi River* (National Geogr. Mag., VIII, 1897, p. 351-354). — Sur les crues du Mississipi et leur action géologique, voir L. C. Johnson, *The Nita Crevasse* (Bull. Geol. Soc. of America, II, 1891, p. 20-25, carte); W. J. Mc Gee, *The Gulf of Mexico as a Measure of Isostasy* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLIV, 1892, p. 177-192); P. Morrill, *Floods of the Mississippi River*, in-4°, 79 p., 58 cartes, Washington, 1897 (U. S. Dept. of Agriculture, Weather Bureau); H. Gannett, *The Flood of April 1897 in the lower Mississippi* (Scottish Geogr. Mag., XIII, 1897, p. 419-421, carte). Voir aussi E. Reclus, *Nouvelle Géographie Universelle*, t. XVI, *Les États-Unis*, in-8°, Paris, 1891, p. 302-376; et la carte générale publiée par la *Mississippi River Commission*.]

2. General Humphreys' *Letter to Sir Charles Lyell* (Ouvr. cité, p. 648); E. Hilgard, *On the Geology of the Delta and the Mudlumps of the passes of the Mississippi* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., I, 1871, p. 357, 432).

En une seule nuit, tout dans ces parages avait changé d'aspect. Un « mud-lump » ou une masse de terre, de quelque nom qu'on veuille l'appeler, s'était dressée en travers du lit, dont la profondeur mesurait jusqu'alors 7 à 8 pieds, en formant dans le chenal un barrage oblique et en élevant par endroits son faite jusqu'à 9 pieds au-dessus de l'eau ; la superficie qu'elle occupait et qui se trouvait auparavant submergée n'était pas moindre de 17 acres. Le mouvement, dirigé vers l'aval, continua ainsi durant tout l'été, semblable à celui d'un glacier, avec des alternatives de dépression ou de soulèvement d'une amplitude variable, et se manifestant sous la forme de sillons ou de plis qui s'étendaient sur un espace de plus d'un millier d'acres. Il fut impossible aux dragueurs de maintenir un passage à travers l'arête qui barrait le chenal, et au mois d'août, on dut renoncer au travail. On constata que le mouvement était continu, et qu'il s'effectuait normalement à la courbe de la barre située au débouché dans la mer<sup>1</sup>.

Ce tableau répond bien aux mouvements de glissement et de plissement qui affectent les parties superficielles d'un delta, et qui se traduisent à l'intérieur de ces sortes de dépôts par des flexions et des actions de refoulement ou d'écrasement. L'allure continue, semblable à celle d'un glacier, la production de plis à la surface, la large extension du phénomène et l'impossibilité pour les forces humaines d'en venir à bout, — tels sont en effet les caractères de ces mouvements.

Ainsi donc, il s'accomplit des modifications de nature diverse au sein du grand amas de vase, mais, comme à Aigues-Mortes et comme pour le Pô, les cordons littoraux témoignent cependant que depuis longtemps il n'a pas pu se produire de déplacement notable de la ligne de rivage<sup>2</sup>. Une chaîne extérieure de flèches littorales, représentant la ligne où s'accomplit actuellement la lutte entre le fleuve et la mer, s'allonge à l'est des îles Chandeleur jusqu'à quelque distance au large du Fort Saint-Philippe, et

1. C. G. Forshey, *Physics of the lower Mississippi River* (Proc. Amer. Assoc., XXVI, Nashville, 1877, in-8°, Salem, 1878, p. 153, note). Des glissements analogues, offrant les mêmes rapports avec la marche des glaciers, sont signalés par Hilgard sur l'île Petite Anse (*Geology of lower Louisiana*, Smithsonian Contrib. to Knowledge, XXIII, n° 248, 1872, p. 48).

[2. D'après E. L. Corthell, le delta du Mississippi subirait à l'époque actuelle un affaissement dont le taux est évalué à un vingtième de pied par an, soit 1<sup>m</sup>,50 par siècle (Mém. cité). Sur les dernières phases de l'histoire géologique de la région. voir W J Mc Gee, *The Lafayette Formation* (12<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1890-91, pt. I, p. 347-521, 5 pl., 5 cartes paléogéographiques, 1891); A. de Lapparent, *Les Oscillations de la côte des États-Unis* (Annales de Géogr., IV, 1894-95, p. 499-500).]

à l'ouest de l'île Timbalier vers la baie d'Atchafalaya. En même temps, du côté de la terre, un cordon littoral intérieur et plus ancien se dirige de l'entrée de la baie de Mobile jusque vers Cat Island. Si, dans les derniers siècles, la ligne du rivage avait subi un déplacement notable, cette ancienne flèche de sable aurait été ensevelie sous les sédiments ou relevée au-dessus de la flèche actuelle. Or elle est située précisément au même niveau que les formations actuelles. —

Revenons maintenant au Nord, et portons notre attention sur les traces de déplacements du rivage qui nous ont été léguées dans ces régions par les périodes antérieures.

Tandis que toutes les données qui se rapportent à des modifications de la ligne de rivage à l'époque actuelle sont équivoques ou erronées, on rencontre, sur tout le pourtour de l'Atlantique Nord et sur les côtes de l'Océan Glacial, de nombreux indices de mouvements négatifs appartenant à une époque antérieure. Nombre d'observateurs, parmi lesquels il suffit de nommer Middendorf, ont remarqué que les preuves d'un soulèvement de la terre ferme sont de plus en plus abondantes à mesure qu'on se rapproche du pôle Nord. Mais, après ce que nous ont appris les fjords de Norvège, il n'est pas possible de regarder les très nombreux exemples de hautes terrasses que présentent les contrées arctiques comme autant de preuves certaines d'un séjour de la mer à un niveau plus élevé. La présence de petites coquilles marines ne constitue même pas, quand elles sont isolées, un argument décisif : en effet, comme me l'a fait remarquer depuis longtemps, pour me mettre en garde, un naturaliste très distingué, Jap. Steenstrup, le canard-eider, en plongeant, enlève parfois des mollusques à des profondeurs qu'on ne soupçonnerait pas, et il rejette même de son jabot des spécimens de *Rhynchonella psittacea*, dont la coquille se trouve ainsi transportée au sommet des rochers<sup>1</sup>.

Les données précises qu'on possède sur le Sud-Ouest du Groenland (II, p. 588) montrent avec évidence que les terrasses atteignent des altitudes beaucoup plus considérables que les banes coquilliers. Malheureusement, les renseignements que nous possédons sur l'extrême Nord ne sont pas toujours aussi circonstanciés; l'attention a été captivée par les terrasses : on y a vu, sans hésiter, autant de lignes de rivage de la mer, et il est assez rare que l'on puisse déterminer avec une absolue certitude jusqu'à quelle hauteur

1. Nordenskjöld met également en garde contre cette source d'erreurs (Bihang till K. Svensk. Vet.-Akad. Handl., IV, 1877, n° 1, p. 19).

montent réellement les dépôts de coquilles. Il faut ajouter à cela que, par endroits, les lignes horizontales les plus frappantes et l'aspect ruiniforme des versants ne sont pas en rapport avec des atterrissements récents, mais résultent de la stratification horizontale des calcaires paléozoïques; c'est ce qui a lieu notamment, d'après Sutherland, au cap Fellfoot ( $74^{\circ} 31'$  de lat. N.,  $88^{\circ} 20'$  de long. W.)<sup>1</sup>.

Nous allons énumérer quelques exemples de terrasses, en choisissant de préférence, quoique non exclusivement, celles qui sont associées à des gisements de coquilles marines.

Sur le rivage oriental du Groenland, Payer a découvert sur une foule de points des terrasses entre  $73^{\circ}$  et  $75^{\circ} 20'$  de lat. N. On en trouve un grand nombre les unes au-dessus des autres, et jusqu'à plusieurs centaines de pieds de haut, dans la partie nord-est de l'île *Shannon*; on les voit se multiplier au sud de l'île *Sabine*, sur la côte qui s'étend entre le cap *Broer Ruys* et la baie de *Mackenzie*<sup>2</sup>.

Dans le Nord-Ouest du Groenland, elles atteignent un développement tout à fait extraordinaire. Il s'en trouve jusqu'aux régions les plus reculées de l'extrême Nord, aussi loin que l'homme a pu pénétrer, et fréquemment elles s'accompagnent de coquilles marines jusqu'à des altitudes considérables. Le capitaine Feilden rapporte qu'il a trouvé des traces de cette nature presque en chacun des points du littoral du *Smith Sound* où il a atterri, ainsi qu'au nord de ce détroit sur la *Terre de Grinnell* et sur la côte du Groenland située en face. Jusqu'à  $82^{\circ} 35'$  on recueillit, à la surface de ces gradins successifs, très haut au-dessus du rivage actuel, des coquilles marines. Dans le *Discovery Harbour* (Terre de Grinnell,  $81^{\circ} 45'$  N.), où hiverna la « *Discovery* » en 1875-1876, il existe, à un millier de pieds au-dessus du plan d'eau actuel, des bancs à *Saxicava rugosa*, *Astarte borealis* et autres espèces arctiques. Dans la baie du *Polaris* ( $81^{\circ} 40'$ ), d'après Bessels, les gisements de bois flotté et de *Mya truncata* montent jusqu'à 1800 pieds [550 m.] au-dessus de la mer. Hayes dit que dans tous les ports et baies qu'il visita au nord du cap York, on voyait des terrasses, notamment dans le *Van Rensselaer Harbour* ( $78^{\circ} 40'$ ). Dans le *Port Foulke* ( $78^{\circ} 20'$ ), il trouva 23 gradins, se succédant avec une grande régularité<sup>3</sup>.

1. P. C. Sutherland, *Journal of a Voyage in Baffin's Bay and Barrow Straits, under the Command of Mr. Will. Penny*, in-8°, I, 1852, p. 286-288, et II, p. 284.

2. J. Payer, *Die österreichische-ungarische Nordpol-Expedition in den Jahren 1872-1874*, in-8°, 1876, p. 471 et 561.

3. Feilden, *The posttertiary Beds of Grinnell-Land and North-Greenland* (Ann. Mag. Nat. Hist., 4<sup>th</sup> Ser., XX, 1877, p. 483-489); de même Heer, d'après Feilden, Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIV, 1878, p. 66, etc.; E. Bessels, Bull. Soc. Geogr. Paris, 6<sup>e</sup> sér., IX, 1875, p. 291-299; Hayes, *Das Offene Polar-Meer*, in-8°, 1868, p. 288, 344.

« Je comptai aujourd'hui, dit Kane, 41 paliers nettement marqués ou terrasses en gradins, entre la ligne des eaux et les crêtes de syénite au travers desquelles la *Mary River* se fraye un passage. Leur largeur est de 12, 24, 36 pas, ou plusieurs douzaines de pas. Cette imposante série s'élève en 41 gradins gigantesques jusqu'à l'altitude de 480 pieds [145 m.]... Ces terrasses sont encore plus frappantes que dans le Canal de Wellington et rappellent Glen Roy... »<sup>1</sup>.

Les exemples du Sud-Ouest du Groenland ont déjà été mentionnés (II, p. 588).

Aux îles *Cornwallis* et *Beechey* (74° 40' — 75°), dans le détroit de Barrow et dans le *Canal de Wellington*, Sutherland trouva encore à un millier de pieds au-dessus de la mer, sur les points culminants de la contrée, les débris de coquilles marines appartenant à des espèces arctiques actuellement vivantes. D'après Armstrong, la structure en gradins du littoral ressort avec une netteté particulière dans la plus petite des îles de la *Princesse Royale* (détroit de l'Investigator), entre l'île Baring et la Terre du Prince Albert. Sur l'île *Baring* elle-même, au sommet de la chaîne de Coxcombe, Mac Clure recueillit la *Cyprina islandica* à 500 pieds [150 m.] au-dessus de la mer, et au *Port Kennedy*, à l'extrémité nord de la presqu'île Boothia, le D<sup>r</sup> Walker, un des compagnons de MacClintock, trouva *Saxicava rugosa*, *Astarte borealis*, *Cyprina islandica* et d'autres espèces, à des altitudes variant de 100 à 500 pieds [30-150 m.]. A 150 pieds [45 m.] gisaient les ossements d'une baleine<sup>2</sup>.

Pour finir, mentionnons la découverte de terrasses situées entre 30 et 40 pieds que fit Klutschak, le compagnon de Schwatka, dans le *détroit de Simpson*, le long du littoral plat qu'ils parcoururent dans leur itinéraire de la côte nord de la baie de Hudson vers la Terre du Roi Guillaume<sup>3</sup>. Abandonnant l'archipel arctique, nous passons maintenant à la baie de Hudson.

1. E. K. Kane, *Arctic Explorations*, II, p. 81.

2. P. C. Sutherland, *On the Geology and Glacial Phenomena of the Coasts of Davis' Straits and Baffins Bay* (Quart. Journ. Geol. Soc., IX, 1853, p. 300); A. Armstrong, *A Personal Narrative of the Discovery of the North-West Passage*, in-8°, London, 1857, p. 267; S. Haughton, *Geological Account of the Arctic Archipelago, drawn up from Specimens collected by Capt. M'Clintock* (Geol. Soc. Dublin, Jan. 11<sup>th</sup> 1860, in Nat. Hist. Review, VII, 1860, p. 156; réimpr. dans M'Clintock, *Journal of the Voyage of the Fox*, Appendix). [Voir aussi Th. L. Watson, *Evidences of Recent Elevation of the Southern Coast of Baffin Land* (Journ. of Geol., V, 1897, p. 17-33, avec carte et bibliogr.); E. M. Kindle, *Pleistocene Fossils from Baffinland and Greenland* (Science, New York, N. S., V, 1897, p. 91-93).]

3. H. W. Klutschak, *Als Eskimo unter den Eskimo's*, in-8°, 1881, p. 113.

Dans la partie septentrionale du *détroit de Hudson*, sur toute la côte entre Nain et l'île Resolution (62°), le capitaine Ichabod Handy trouva de hauts gradins, représentés à Nain par une ancienne plage à 300 pieds au-dessus de la mer, et atteignant 200 pieds dans l'île Resolution, avec trois terrasses. Dans le voisinage du *Smyth's Harbour*, dans la partie nord-est de l'île Southampton, Back fut frappé de surprise, il y a bien des années, par la régularité des terrasses. Les dépôts marins récents à *Saxicava rugosa*, *Pecten islandicus*, *Rhynchonella psittacea* et d'autres représentants de la faune actuelle, débordent jusqu'à une distance notable sur les contours actuels de la baie de Hudson; Rob. Bell les trouva sur le fleuve Churchill, à 96 kilomètres en amont de l'embouchure, à 350 pieds environ d'altitude [106 m.]; dans le bassin du fleuve Nelson, jusqu'à 56° 31', à 200 pieds [60 m.]; le long du *Kénogami*, affluent de l'Albany, à 450 pieds environ [137 m.], et sur le *Mississinibi*, dans le bassin du fleuve Orignal (Moose River), à 300 pieds environ [90 m.] au-dessus de la mer. Au sud-est de la baie de Hudson, sur toutes les îles et les côtes d'*Eastmain*, on voit d'anciennes « plages soulevées » jusqu'à 300 pieds, et, d'après Bell, il n'est pas douteux que dans l'intérieur ces traces ne s'élèvent encore davantage. On trouve des amas de bois flotté jusqu'à 30, voire même 40 et 50 pieds au-dessus de la mer [10-15 m.]; ils ont disparu sur les terrasses supérieures sous l'influence des intempéries<sup>1</sup>.

Au *Labrador*, Hind a observé des terrasses jusqu'à l'altitude de 1000 ou 1100 pieds [300-335 m.]. Là, comme en Norvège, elles sont parfois creusées dans la roche dure; tel est le cas, d'après Packard, à Strawberry Harbour, où elles montent jusqu'à 500 pieds [150 m.]; au Domino Harbour elles sont entaillées dans des quartzites, ailleurs dans des trapps, on dirait de véritables Seter. Particulièrement nettes sont les terrasses qui bordent les deux côtés du

1. A. S. Packard, Jr., *Observations on the Glacial Phenomena of Labrador and Maine* (Mem. Boston Soc. Nat. Hist., I, 1863, p. 226); Back, *On the North-Eastern Shore of Southampton Island* (Journ. R. Geogr. Soc., VII, 1837, p. 460-466); Rob. Bell, *Compte-Rendu des Explorations des Rivières Churchill et Nelson, etc.* (Commission Géol. du Canada, Rapport des Opérations, 1878-79, C, p. 24, 28); *Rapport d'une Exploration faite en 1875 entre la Baie de James et les Lacs Supérieur et Huron* (Ibid., 1875-76, p. 378); *Compte-Rendu d'une Exploration de la côte orientale de la Baie d'Hudson en 1877* (Ibid., 1877-78, C, p. 36); *Rapport sur la région située entre le Lac Winnipeg et la Baie d'Hudson* (Ibid., 1877-78, CC, p. 12). Voir aussi Trans. Roy. Soc. Canada, II, 1884, p. 241 et suiv. [et R. Bell, *On Glacial Phenomena in Canada* (Bull. Geol. Soc. of America, I, 1890, p. 287-310); *Evidence of northeasterly differential Rising of the Land along the Bell River* (Ibid., VIII, 1897, p. 241-250, pl. 23, 24); *On the occurrence of Mammoth and Mastodon Remains around Hudson Bay* (Ibid., IX, 1898, p. 369-390).]

détroit de Belle-Isle. Chimmo décrit les gradins réguliers qu'on observe dans le havre d'Aillik. A Terre-Neuve, Milne put suivre les terrasses jusqu'à environ 1000 pieds [300 m.]<sup>1</sup>.

Les dépôts marins récents que nous avons rencontrés dans l'extrême Nord, autour de la baie de Hudson et fort loin en amont dans les vallées de l'Albany et du Moose River, atteignent enfin Kingston sur le lac Ontario, et recouvrent une partie assez notable du continent, avec tous les caractères d'une formation marine transgressive. Ces dépôts, en raison de leur développement particulier autour du lac Champlain, au sud de Montréal, ont été désignés par Dana et beaucoup d'autres géologues américains sous le nom de *dépôts de Champlain*; Dawson et quelques autres savants leur appliquent la dénomination de *Postpliocène*<sup>2</sup>.

Ces dépôts marins surmontent le *Drift* ou terrain erratique, et sont plus récents que la dernière période glaciaire. A partir du Nouveau-Brunswick, vers le sud, on distingue au-dessus du « Boulder-Clay » deux termes : à la base, l'argile à *Leda*, puis les sables à *Saxicava*. L'argile à *Leda*, d'après Dawson, présente une épaisseur variable, atteignant une centaine de pieds; elle ne contient souvent pas d'autre fossile que la *Leda arctica*, et offre beaucoup de ressemblance avec les dépôts qui s'accumulent de nos jours dans le golfe du Saint-Laurent; elle paraît s'être formée à des profondeurs variant de 20 à 100 brasses [36-180 m.]. Les sables à *Saxicava* ne semblent pas toujours pouvoir être nettement différenciés.

Il n'existe aucun indice témoignant que pendant la période de Champlain, le climat ait été plus rigoureux qu'aujourd'hui.

1. Hind, *Observations on the supposed glacial Drift in the Labrador Peninsula* (Quart. Journ. Geol. Soc., XX, 1864, p. 122-130); A. S. Packard, Jr., *Observations on the Glacial Phenomena of Labrador and Maine* (Mem. Boston Soc. Nat. Hist., I, 1865, p. 223, 227); Comm. W. Chimmo, *Visit to the North-East Coast of Labrador* (Journ. R. Geogr. Soc., XXXVIII, 1868, p. 271); Milne, *Notes on the physical features and Mineralogy of Newfoundland* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXX, 1874, p. 726). [Voir aussi R. Bell, *The Labrador Peninsula* (Scottish Geogr. Mag., XI, 1895, p. 335-361, carte géol., pl.); A. P. Low, *Report on Explorations in the Labrador Peninsula in 1892-95* (Geol. Survey of Canada, Ann. Rep., VIII, 1895, Rep. M, 387 p., 4 pl., cartes, 1897), et *Report on a traverse of the Northern part of the Labrador Peninsula from Richmond Gulf to Ungava Bay* (Ibid., IX, 1896, Rep. L, 43 p., carte, 4 pl., 1898).]

[2. Sur les dépôts de Champlain, voir J. D. Dana, *Manual of Geology*, 4<sup>th</sup> ed., 1895, p. 981-994; Sir William Dawson, *The Canadian Ice Age*, in-8°, Montreal, 1893, p. 201 et suiv.; W. Upham, *The Champlain Submergence* (Bull. Geol. Soc. of America, III, 1892, p. 508-511), et *Late Glacial or Champlain Subsidence and Relevation of the St. Lawrence river basin* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLIX, 1895, p. 1-18; Geol. and Nat. Hist. Survey of Minnesota, 23<sup>d</sup> Ann. Rep., 1894, p. 156-193, pl. III : carte, 1895); F. B. Taylor, *The Champlain Submergence and Uplift, and their Relations to the Great Lakes and Niagara Falls* (Rep. British Assoc., 1897, p. 652-653); R. W. Ells, *Sands and Clays of the Ottawa Basin* (Bull. Geol. Soc. of America, IX, 1898, p. 211-222, 1 pl.).]

A la vérité, d'après Dawson, les espèces de la flore canadienne actuelle qu'on trouve dans l'argile à *Leda* d'Ottawa sont surtout des espèces qui supportent une température assez basse, mais il ne s'y rencontre point de formes arctiques. On est au contraire frappé de l'abondance des fragments de branches et de feuilles du *Populus balsamifera*, rare actuellement autour d'Ottawa; il se peut toutefois que ces débris aient été amenés par flottage. Aujourd'hui encore, des troncs de *Populus balsamifera* se trouvent fréquemment jusqu'à des latitudes très hautes dans les amas de bois flottés. Le bison a été signalé par Lyell comme se rencontrant dans ces dépôts<sup>1</sup>.

Dans l'argile à *Leda* se trouvent en outre des ossements de phoque du Groenland et de morse, et des nodules d'argile renfermant les débris osseux du capelan (*Mallotus villosus*) et du lièvre de mer (*Cyclopterus lumpus*), enfin de nombreux Foraminifères, représentés par des espèces qui toutes vivent encore aujourd'hui dans le golfe du Saint-Laurent. D'autre part le grand cétaqué, *Beluga Vermontana*, qui a été trouvé dans les sables à *Saricava*, semble être différent des espèces vivantes.

En ce qui concerne la riche faune de mollusques de l'étage de Champlain, Packard fait les remarques suivantes :

Une ou deux espèces, le *Fusus labradorensis* et peut-être la *Bela robusta*, doivent être considérées comme éteintes; toutes les autres sont encore vivantes, et en général leur répartition actuelle est soumise aux mêmes influences qu'autrefois. Entre le domaine de la faune marine arctique du Groenland et le cap Cod, il existe en effet aujourd'hui deux faunes marines nettement distinctes l'une de l'autre. La première, la faune *Syrtensique* ou du Labrador, habite la baie de Hudson, le Labrador et la côte nord de Terre-Neuve. Par endroits, cependant, elle suit le rameau bien connu du courant froid qui sépare le Gulf Stream du continent, et elle pénètre, sous la forme de colonies isolées, le long des banes de sable de la côte, en s'avancant jusqu'à une assez grande distance vers le sud. Elle empiète ainsi sur le domaine de la faune méridionale ou faune *Acadienne*, dont l'expansion vers le nord dépend de l'aire sur laquelle s'étale le Gulf Stream.

Or l'étude de la faune malacologique de l'argile à *Leda* et des

1. J. W. Dawson, *Acadian Geology*, p. 403; le même, *The Evidence of fossil Plants as to the Climate of the postpliocene Period in Canada* (Canadian Naturalist, 2<sup>d</sup> Ser., III, 1866, p. 69-76). [Voir aussi W. Dawson and D. P. Penhallow, *On the Pleistocene Flora of Canada* (Bull. Geol. Soc. of America, I, 1890, p. 314-334).]

sables à *Saxicava* permet de constater qu'à l'époque où s'accumulaient ces dépôts, la faune Syrtensique habitait le Saint-Laurent jusqu'à Québec et Montréal, tandis qu'à l'est de la rivière Saco et à Portland, cette faune, ainsi que les quelques espèces arctiques qui s'y adjoignent, était remplacée par la faune Acadienne.

De ce fait, Packard conclut qu'une branche du contre-courant froid pénétrait alors à travers le détroit actuel de Belle-Isle et remontait la vallée du Saint-Laurent dans la direction du lac Champlain, tandis que la région située à l'est se trouvait sous l'influence réchauffante du Gulf Stream. Aussi certaines espèces arctiques qui accompagnent la faune Syrtensique, telles que *Leda arctica*, *Pecten groenlandicus* et d'autres encore, s'étendaient-elles plus loin vers le sud qu'aujourd'hui; mais, d'autre part, on n'en trouve pas moins dans ces dépôts, à partir de Nantucket, des espèces typiques de la faune chaude de Virginie, comme la *Venus mercenaria*<sup>1</sup>.

Ces gisements de Nantucket ont été décrits dès 1849 par Desor et Cabot, et plus tard par Verrill et Scudder.

Un banc de serpulite, formé des tubes entrelacés de la *Serpula dianthus*, comme on en observe aujourd'hui encore sur les points abrités, depuis le Sud de la Nouvelle-Angleterre jusqu'à la Caroline, entre le niveau des basses mers et la profondeur de 8 brasses, sépare, notamment à Sankoty Head, dans l'île de Nantucket, deux bancs coquilliers. Le banc inférieur contient des mollusques de type méridional, comme les exemplaires à test épais de la *Venus mercenaria* déjà signalée, puis *Modiola hamata*, *Cumingia tellinoïdes*, *Arca subtransversa* et d'autres; au contraire, le banc supérieur est caractérisé par une faune septentrionale à *Buccinum undatum*, *Astarte castanea*, *Cyclocardia borealis*, *Mya truncata*, etc. D'après Verrill, une bonne partie des bancs de sable qui bordent la côte américaine dans ces parages ne doivent pas être regardés comme des atterrissements récents, mais comme des témoins des dépôts de Champlain, épargnés par l'érosion et analogues à ces bancs coquilliers de Nantucket<sup>2</sup>.

1. A. S. Packard, Jr., *Observations on the Glacial Phenomena of Labrador and Maine*, p. 210 et suiv. [Voir aussi W. F. Ganong, *Southern Invertebrates on the Shores of Acadia* (Trans. Royal Soc. Canada, IX, Sect. 4, 1891, p. 167-185).]

2. A. E. Verrill, *On the post-Pliocene fossils of Sankoty Head, Nantucket Island, with a Note on the Geology by S. H. Scudder* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., X, 1875, p. 364-375); S. H. Scudder, *Postpliocene fossils from Sankoty Head* (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XVIII, 1876-77, p. 182-185). [Voir aussi N. S. Shaler, *The Geology of Nantucket*, in-8°, 53 p., 10 pl., 1889 (U. S. Geol. Survey, Bull. n<sup>o</sup>. 53); W. Upham, *Fishing Banks between Cape Cod and Newfoundland* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLVII, 1894, p. 125-129).]

Mais le résultat le plus important qui se dégage de ces études, c'est que *le Gulf Stream existait déjà à cette époque.*

Les sables coquilliers remontent le Saint-Laurent jusqu'à Kingston, au delà de Montréal<sup>1</sup>; beaucoup plus loin dans l'intérieur, on voit encore des terrasses disposées en gradins, mais il n'y a plus de coquilles marines. Dawson a donné une excellente vue d'ensemble de cette région, et fait connaître l'altitude d'un grand nombre de terrasses. Dans trois localités situées sur le bas Saint-Laurent (47° 40' à 47° 30'), les Éboulements, Petite Mal-Bay et Murray-Bay, on voit : dans la première, une ancienne ligne de rivage à 274 mètres, et au-dessous six autres lignes; dans la seconde, six lignes, dont la plus haute atteint 228 mètres; dans la troisième, huit lignes, dont la plus élevée se trouve à 136<sup>m</sup>,5. Sur les versants du Mont Royal, colline isolée à laquelle la ville de Montréal doit son nom (45° 30'), on peut voir plusieurs lignes de rivage très nettes, avec un grand nombre de terrasses moins accentuées dans les intervalles. La terrasse principale la plus basse, Sherbrooke Street Terrace, est située à 36<sup>m</sup>,6 d'altitude, dans l'argile à *Leda*; la plus rapprochée est ensuite la Waterwork Terrace (67 m.), qui est creusée dans les calcaires du Silurien inférieur; je ne sais s'il convient de la regarder comme un Seter. Trois gradins plus élevés occupent les cotes 117<sup>m</sup>,6, 134<sup>m</sup>,1 et 143 mètres; le dernier est recouvert d'un dépôt de plage très net, avec galets et *Saxicava arctica*<sup>2</sup>.

Dans le Sud du *Nouveau-Brunswick*, Matthew signale des terrasses jusqu'à 105 mètres, tandis que dans la *baie de Fundy* Hind place à 149 mètres la ligne de rivage extrême. Sur les côtes du *Maine* (de 45° à 43°), on voit çà et là des terrasses semblables; Shaler a reconnu nettement que leur altitude décroît vers le sud<sup>3</sup>.

Dana a insisté bien des fois sur cette diminution de hauteur des terrasses littorales, à mesure qu'on s'avance vers le sud; les chiffres qui vont suivre, empruntés à l'exposé si clair donné par ce savant, suffiront pour le montrer; car s'il est vrai que, souvent,

[1. R. Chalmers, *Pleistocene Marine Shore-Lines on the South Side of the St. Lawrence Valley* (Amer. Journ. Sc., 4<sup>th</sup> Ser., I, 1896, p. 302-308).]

2. Dawson, *Acadian Geology*, p. 39.

3. G. F. Matthew, *Rapport sur la géologie superficielle du Sud du Nouveau-Brunswick* (Commission géol. du Canada, Rapp. des Operat. 1877-78, EE, p. 35); N. S. Shaler, *Preliminary Report on the Recent Changes of Level on the Coast of Maine with reference to their origin* (Mem. Boston Soc. Nat. Hist., II, 1875, p. 322-340). [Voir aussi R. Chalmers, *Height of the Bay of Fundy Coast in the Glacial Period relative to Sea-Level* (Bull. Geol. Soc. of America, IV, 1893, p. 361-370); et Ann. Rep. Geol. Survey of Canada, new Ser., II, III, IV, VII, 1886-96.]

c'est la partie supérieure des formations de rivage qui a disparu, ce fait ne saurait ébranler la concordance observée dans l'ensemble.

Nous avons encore trouvé sur le bas Saint-Laurent la cote fort élevée de 274 mètres, sans coquilles cependant, dans la baie de Fundy 149, et à Montréal, avec coquilles, 143 mètres. Sur les rives du *lac Champlain* (43° à 44°), Dana signale des terrasses à 120 mètres, les coquilles marines s'arrêtant à 99 mètres<sup>1</sup>; à *Point Shirley*, près de Boston (42° 45'), le maximum n'est plus que de 22<sup>m</sup>,8 à 30<sup>m</sup>,4, à Nantucket (41° 20') que de 26 mètres, et enfin, sur les côtes méridionales de la Nouvelle-Angleterre (jusqu'à 41° environ), que de 40 à 50 pieds (12<sup>m</sup>,2 à 15<sup>m</sup>,3)<sup>2</sup>.

Sans doute, bien des détails demeurent encore incertains et il est évident que la hauteur d'un dépôt ne dépend pas uniquement de la hauteur du niveau de la mer, mais d'un grand nombre d'autres circonstances; nous pouvons cependant enregistrer provisoirement cette constatation, que dans l'Est de l'Amérique Septentrionale, il existe sous les hautes latitudes des dépôts coquilliers récents s'élevant jusqu'à de grandes hauteurs, et que les couches post-glaciaires de Champlain, qui en sont probablement la continuation, s'abaissent progressivement du nord au sud, par rapport au niveau actuel de la mer, et notamment entre 40 et 50° de lat. N.<sup>3</sup>.

[1. S. P. Baldwin, *Pleistocene History of the Champlain Valley* (Amer. Geologist, XIII, 1894, p. 170-184, pl. V : carte).]

2. Dana, *Manual of Geology*, 2<sup>d</sup> éd., 1875, p. 550; du même, *Southern New England during the melting of the great Glacier* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., X, 1875, p. 409, 436 et ailleurs). [Voir aussi W. Upham, *Recent Fossils of the Harbor and Back Bay, Boston* (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XXV, 1892, p. 305-316); M. L. Fuller, *Champlain Submergence in the Narragansett Bay Region* (Amer. Geologist, XXI, 1898, p. 310-321). Les travaux récents n'ont pas confirmé l'hypothèse de l'origine marine des hautes terrasses du littoral de la Nouvelle-Angleterre, admise par N. S. Shaler (*The Geology of the Island of Mount Desert, Maine*; 8<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1886-87, pt. 2, p. 987-1061, pl. 64-76, 1889; en particulier, p. 1009-1034).]

[3. Sur la déformation des anciennes lignes de rivage autour du massif canadien, voir G. de Geer, *On Pleistocene Changes of Level in Eastern North America* (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XXV, 1892, p. 454-477, carte; Amer. Geologist, XI, 1893, p. 22-44), et les nombreux travaux de Bell, Fairchild, Gilbert, Lawson, Leverett, Spencer, Taylor, Upham, etc., mentionnés ci-dessous, p. 762, note 2. Il résulte de cet ensemble de recherches que, dans la région des grands lacs, l'amplitude du mouvement augmente vers le N.E., et qu'elle est d'autant plus grande, à latitude égale, que les terrasses considérées sont plus anciennes; d'où l'on doit conclure que le phénomène aurait été continu. D'après Gilbert, ce relèvement des berges lacustres s'accroît encore de nos jours, au taux de 0<sup>m</sup>,07 par 100 kilomètres et par siècle, et menace d'oblitérer le Niagara, au profit du Mississippi, par Chicago; G. K. Gilbert, *Changes of Level of the Great Lakes* (The Forum, V, 1888, p. 417-428); *Modification of the Great Lakes by Earth Movement* (Nat. Geogr. Mag., VIII, 1897, p. 233-247); *Recent Earth Movement in the Great Lakes Region* (18<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1896-97, pt. II, p. 595-647, pl. CV, 1898); Résumé par L. Perviniquière, *Revue générale des Sc.*, X, 1899, p. 701-705, et par A. de Lapparent, *Traité de Géologie*, 4<sup>e</sup> éd., 1900, p. 586-587.]

A l'intérieur du continent, les terrasses qui se montrent dans la partie septentrionale des États-Unis sont d'origine diverse; un grand nombre sont des terrasses fluviales; d'autres résultent du barrage des vallées par la glace, comme les terrasses de Norvège. Ces dernières ont été justement comparées par Davis au cas du lac de Merjelen, près du glacier d'Aletsch<sup>1</sup>; cet auteur énonce même l'hypothèse que les terrasses actuellement visibles autour du lac Supérieur, à 200 ou 300 pieds [60-90 m.] au-dessus de sa surface, doivent leur origine à des amas d'eau temporaires, qui auraient occupé l'intervalle entre le rivage et le front du glacier en voie de recul<sup>2</sup>.

Mais ces faits sont hors de notre sujet, et nous passons à l'examen des dépôts marins les plus récents du Nord de l'Europe.

[1. Prince Roland Bonaparte, *Le Glacier de l'Aletsch et le Lac de Märjelen*, in-4°, 26 p., 3 pl. Paris, 1889 (Extr., Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> Sér., XVIII, 1889-90, p. 319-320).]

2. W. M. Davis, *On the Classification of Lake Basins* (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XXI, 1882, p. 353). [Cette hypothèse d'un barrage glaciaire, combiné avec des mouvements du sol d'une inégale amplitude, donne en effet la clef de l'histoire des grands lacs drainés par le Saint-Laurent. Voir à ce sujet : E. W. Claypole, *The Lake Age in Ohio, or some Episodes in the Retreat of the North American Glacier* (Trans. Edinburgh Geol. Soc., V, 1887, p. 421-458, 4 cartes); G. F. Wright, *The Ice Age in North America*, in-8°, New York, 1889, p. 315-358; J. W. Spencer, *Origin of the Basins of the Great Lakes of America* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLVI, 1890, p. 523-533; reprod. Amer. Geologist, VII, 1891, p. 86-97); A. C. Lawson, *Sketch of the Coastal Topography of the North Side of Lake Superior, with Special Reference to the Abandoned Strands of Lake Warren* (Geol. and Nat. Hist. Survey of Minnesota, 20<sup>th</sup> Ann. Rep., 1891, p. 181-289, pl. VII-XII, 1893); I. C. Russell, *Geological History of the Laurentian Basin* (Journ. of Geol., I, 1893, p. 394-408); J. W. Spencer, *A Review of the History of the Great Lakes* (Amer. Geologist, XIV, 1894, p. 289-301, pl. VIII); I. C. Russell, *Lakes of North America*, in-8°, Boston, 1895, p. 96-103; G. K. Gilbert, *Niagara Falls and their History* (National Geogr. Monographs, I, n° 7, 1895, p. 203-236); F. B. Taylor, *Niagara and the Great Lakes* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLIX, 1895, p. 249-270); J. W. Spencer, *How the Great Lakes were built* (Appleton's Popular Sc. Monthly, XLIX, 1896, p. 157-172, 15 fig.); F. B. Taylor, *A Short History of the Great Lakes* (Inland Educator, Terre Haute, Indiana, II, 1896, p. 101-223, *passim*, 4 pl.; réimpr. dans les *Studies in Indiana Geography*, in-4°, Terre Haute, 1897); W. Upham, *Origin and Age of the Laurentian Lakes and of Niagara Falls* (Amer. Geologist, XVIII, 1896, p. 169-177); I. C. Russell, *Geography of the Laurentian Basin* (Bull. Amer. Geogr. Soc., New York, XXX, 1898, p. 226-254, 6 fig.); J. W. Spencer, *An Account of the Researches relating to the Great Lakes* (Amer. Geologist, XXI, 1898, p. 110-123); R. S. Tarr, *The Physical Geography of New York State* (Bull. Amer. Geogr. Soc., XXX, 1898, p. 183, 375, etc.). — Sur l'histoire du grand lac de barrage glaciaire qui occupait le bassin de la Rivière Rouge, et dont le Winnipeg est un des restes, voir W. Upham, *Report of Exploration of the Glacial Lake Agassiz in Manitoba* (Geol. Survey of Canada, Rep. IV, new Ser., E, 1890, 156 p., 3 cartes), et surtout *The Glacial Lake Agassiz*, in-4°, 24 + 658 p., 38 pl., Washington, 1896 (U. S. Geol. Survey, Monograph XXV); résumé par Ph. Glangeaud, *Revue générale des Sc.*, IX, 1898, p. 377-380; J. B. Tyrrell, *The Genesis of Lake Agassiz* (Journ. of Geol., IV, 1896, p. 811-845). — Pour d'autres exemples, voir W. Upham, *Glacial Lakes in Canada* (Bull. Geol. Soc. of America, II, 1890, p. 243-276); R. D. Salisbury and H. B. Kümmel, *Lake Passaic, an extinct Glacial Lake* (Ann. Rep. Geol. Survey of New Jersey, 1894, p. 225-328, pl. V-VI a, 2 cartes; Journ. of Geol., III, 1895, p. 533-560); H. L. Fairchild, *Glacial Lakes of Western New York* (Bull. Geol. Soc. of America, VI, 1895, p. 353-374, pl. 18-23).]

3. **Côtes orientales de l'Atlantique Nord.** — Geikie met en relief ce fait que ni les Færøer, ni les îles Shetland, ni les Orcades n'offrent trace d'un déplacement du rivage à l'époque actuelle; il existe aux Færøer des anfractuosités que le ressac creuse dans le basalte, mais toutes sont au niveau des plages actuelles, et on n'en voit pas à de plus grandes altitudes<sup>1</sup>.

Cependant il ne manque pas, pour les côtes de l'Europe occidentale, de données de ce genre, se rapportant dans la plupart des cas à des forêts et à des tourbières submergées. Je me bornerai à mentionner un seul exemple, souvent invoqué, et qui est fourni par la côte de France.

A l'embouchure de la Gironde, on regardait comme démontré que le sol subit un affaissement continu et d'allure assez rapide. Voici les preuves qu'on en donnait : la submersion par le flot de vastes étendues qui, jadis, restaient à sec; la découverte de stations préhistoriques au-dessous du niveau du flot; enfin l'amoindrissement progressif de l'îlot de Cordouan, situé en dehors de l'estuaire, à l'ouest, et son affaissement affectant du même coup le phare qui y est établi. Une étude critique d'Artigue montre que tous ces indices sont illusoire. Le flot recouvre aujourd'hui une plus grande surface dans la région de l'estuaire, parce qu'en raison de l'envasement croissant du fleuve, la profondeur y a diminué; en même temps, grâce à l'érosion, l'issue d'accès de la marée dans l'estuaire s'est trouvée portée, depuis 1785, de 4<sup>km</sup>,7 à 6<sup>km</sup>,3. Cette ouverture élargie laisse pénétrer au moment de la marée une masse d'eau plus considérable, et par suite de plus grands espaces sont submergés. Les stations préhistoriques se trouvent, il est vrai, au-dessous du niveau de la marée et sont journellement recouvertes, mais elles sont situées sur le bord extérieur des dunes. En arrière des dunes, le sol est à un niveau non moins bas et présente les mêmes traces d'occupation par l'homme, mais elles ont été ici protégées par les sables. Les stations situées en avant de ce cordon ne prouvent donc pas autre chose que le déplacement des dunes, *sans que la terre ferme ait cessé d'être immobile*. L'îlot de Cordouan ne s'est point affaissé, car alors, le rayon de portée de son feu aurait diminué, et tel n'est pas le cas; s'il se rapetisse, c'est sous l'effort des vagues<sup>2</sup>.

1. J. Geikie, *On the Geology of the Færøe Islands* (Trans. Roy. Soc. Edinburgh, XXX, 1880 p. 263).

2. H. Artigue, *Étude sur l'Estuaire de la Garonne et la partie du littoral comprise entre la Pointe de la Coubre et la Pointe de la Négade* (Actes Soc. Linn. Bordeaux,

Après cet exemple de changements actuels hypothétiques, revenons à l'examen des indices datant d'une période antérieure.

En *Islande*, particulièrement dans le Sud-Ouest de l'île, il existe une argile coquillière et, sur un point voisin de Reykjavik, un tuf qui renferme également des coquilles marines. Une ligne de rivage observée au-dessus de ces dépôts, à 40 mètres d'altitude, correspondrait d'après Keilhack au niveau qu'occupait alors la mer; la faune de mollusques ressemble à celle du Spitzberg; ces formations reposent sur des laves polies par les glaces; on les considère comme représentant la « série de Champlain » de l'Amérique du Nord<sup>1</sup>.

D'un caractère différent sont les couches à coquilles de Husavik, dans le Nord de l'île (66° 10'), qui alternent avec du tuf et des couches à lignite. Il semble ressortir de la description qu'en donne Gardner qu'elles atteignent des altitudes un peu plus fortes que celles de Reykjavik, et leur faune n'est pas la même (II, p. 243). Mörch et S. V. Wood pensent qu'au point de vue de l'âge, elles correspondent au Crag d'Angleterre, notamment au Crag rouge. Gwyn Jeffreys, qui les croit plus récentes, fait ressortir qu'à Husavik apparaissent plusieurs espèces appartenant à la faune actuelle de l'Amérique du Nord, telles que *Mesodesma deauratum*, *Natica heros* et quelques autres. Ce fait est d'autant plus digne de remarque que la faune marine actuelle du Groenland a des affinités plutôt européennes qu'américaines; peut-être indique-t-il aussi quel est l'âge du Gulf Stream<sup>2</sup>.

Les dépôts marins de la *Norvège* sont surtout bien connus autour du fjord de Kristiania. Voici ce que nous apprennent les descriptions qu'en ont donné Sars, Kjerulf et d'autres naturalistes :

Il existe deux dépôts marins différents : le rivage du plus ancien s'observe à des altitudes variant entre 600 et 620 pieds (188 à

4° sér., I, 1871, p. 287-307, pl. 13-18). [Voir aussi le 9° cahier des *Recherches hydrographiques sur le régime des Côtes*, in-4°, xvi-233, p. et atlas in-f° de 40 pl., Paris, 1878 (Publication du Dépôt des Cartes et Plans de la Marine); *Ports maritimes de la France*, in-8°, VI, 2° p., p. 561-782, nombr. pl., Paris, 1887 (Ministère des Travaux Publics); G. Beaurain, *Quelques faits relatifs à la formation du littoral des Landes de Gascogne* (Revue de Géogr., XXVIII, 1891, p. 234-263).]

1. K. Keilhack, *Ueber postglaciale Meeresablagerungen in Island* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXVI, 1884, p. 145-160). [Voir aussi Th. Thoroddsen, *Postglaciale marine aflejringer, kystterrasser og strandlinier i Island* (Geogr. Tidskr., Kjöbenhavn, XI, 1891, p. 209-225, pl. VI : carte); signale au dessus de l'horizon correspondant à la cote + 30 ou 40 m., un second niveau très constant à + 70 ou 80 mètres.]

2. J. Gwyn Jeffreys in J. Starkie Gardner, *The Tertiary Basaltic Formation in Iceland* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLI, 1885, tableau de la p. 96),

194 m.); le rivage correspondant au plus récent se trouve actuellement vers 240 pieds (75 m.).

La faune la plus ancienne possède un cachet arctique, et on la qualifie généralement pour cette raison de faune « glaciaire », bien que les dépôts qui la renferment soient postérieurs à la grande extension des glaces. Parmi les espèces les plus caractéristiques, citons *Mya truncata*, *Saxicava rugosa*, représentée par des individus à test très épais, *Buccinum groenlandicum*, *Leda* (*Yoldia*) *arctica*. Dans le fjord lui-même, à Dröback, on trouve entre — 80 ou — 70 brasses et — 8 ou — 7 brasses de grandes quantités d'exemplaires morts d'*Oculina prolifera*, espèce qui, actuellement, ne vit pas au-dessus de — 100 brasses et atteint en profondeur jusqu'à — 300 brasses. Sur la petite île de Barholmen, l'argile contenant des fragments de ces coraux morts s'élève jusqu'à + 30 pieds d'altitude. Ce sont là les dépôts des zones inférieures, correspondant à l'époque de la faune la plus ancienne; le mouvement négatif les a soit amenés à des profondeurs moindres, soit même relevés au-dessus de la ligne du rivage. Ces dépôts anciens renferment aussi des *Marleker*, nodules aplatis de marne dans lesquels Sars a signalé la présence d'une faune de mollusques arctiques, et où Collett a découvert les restes d'un très grand nombre de poissons des mers polaires et de l'Atlantique Nord, tels que *Gadus morrhua*, *Mallotus villosus*, *Clupea harengus*, etc. Ces concrétions de marne paraissent être identiques aux nodules à poissons de l'argile à *Leda* du Canada, qui rappelle beaucoup, d'ailleurs, par l'ensemble de ses caractères, les dépôts observés en Norvège.

La faune la plus récente se distingue par l'effacement du cachet arctique; *Leda arctica* et *Siphonodentalium vitreum* ont disparu; le *Pecten islandicus* se fait plus rare; *Mya truncata* et *Saxicava rugosa* ont un test plus mince; à la place du *Buccinum groenlandicum* apparaît le *Buccinum undatum*; en outre, on voit prédominer des espèces telles que *Cardium edule*, *Littorina littorea*, *Mytilus edulis*. On constate même l'arrivée de deux formes méditerranéennes, *Tapes decussata* et *Pholas candida*, espèces d'eaux peu profondes qui ne se sont pas maintenues en Norvège et qui sont aujourd'hui étrangères à ces mers<sup>1</sup>.

1. M. Sars, *Om de i Norge forekommende fossile Dyrelevninger fra Quartärperiod* (Universit.-Program for 1. Halvaar 1864), in-4°, Christiania, 1865; Kjerulf, *Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegen*, p. 4-7; Rob. Collett, *De i Norge hidtil fundne fossile Fiske fra de glaciële og postglaciële Afleyringer* (Nyt Magaz. f. Naturvid., XXIII, 1877, 3. Hefte, p. 1-40, pl.).

A Trondhjem, les bancs coquilliers contenant des mollusques arctiques atteignent encore + 380 pieds (119 m.; II, p. 581); mais plus au nord, toute trace de coquilles marines dans les hautes terrasses fait défaut; je n'en ai pas vu, comme je l'ai déjà dit, dans le district de Tromsö, et Pettersen pense que certains dépôts coquilliers atteignant dans ces parages jusqu'à + 53 mètres pourraient bien être interglaciaires (p. 586). Par contre l'étage inférieur, plus récent, est nettement visible sur plusieurs points de la côte jusqu'au-delà de 70° de lat. N.

Des faits nombreux confirment la justesse de l'idée soutenue par Pettersen et d'autres géologues, à savoir que l'absence des horizons les plus élevés et les plus anciens dans le Nord doit être uniquement attribuée à la durée plus longue de l'occupation du sol par les glaciers. Une grande prudence est donc nécessaire lorsqu'on cherche à déterminer l'ancienne extension de la mer sur une partie de la Norvège; en premier lieu, en effet, une bonne partie des entailles littorales supérieures ne sont pas d'origine marine, mais doivent leur formation à des lacs glaciaires; en second lieu, l'expérience montre qu'au Groenland, par suite de la grande quantité d'eau douce qui séjourne au voisinage des glaciers, les coquilles marines manquent; en troisième lieu, il est évident que des dépôts marins n'ont pu s'accumuler d'une manière permanente qu'après que les versants sont devenus libres de glaces, ou aussi longtemps qu'ils l'ont été durant une période interglaciaire<sup>1</sup>.

Otto Torell a distingué de même, dans la magistrale analyse des formations récentes de la Suède qu'il a publiée en 1876, deux dépôts marins d'âge essentiellement différent. Le plus ancien se compose de sable et d'argile à *Leda (Yoldia) arctica*, et est plus récent que la grande glaciation; à cet horizon se rattachent les bancs coquilliers d'Uddevalla, où le cachet arctique de la faune est moins net. C'est plus tard seulement, après la formation des terrasses, qu'apparaît, d'après Torell, le second dépôt marin, qu'il classe déjà parmi les formations modernes, avec *Mytilus*, *Tellina* et la faune actuelle de la mer Baltique: c'est l'étage post-glaciaire des géologues norvégiens<sup>2</sup>. Dans le Sud de l'Ångerman-

[1. Sur les dépôts quaternaires marins des côtes de Norvège, voir les notes du Chap. VIII, ci-dessus, p. 547-597; voir aussi A. M. Hansen, *The Glacial Succession in Norway* (Journ. of Geol., II, 1894, p. 123-144), et les mémoires de G. de Geer.]

2. O. Torell, *Sur les traces les plus anciennes de l'existence de l'Homme en Suède* (Compte-rendu du Congrès archéol. de Stockholm, in-8°, 1876, p. 2-4). [Voir aussi H. Munthe, *Studier öfver Baltiska hafvets quartära historia*, I (Bihang till K. Svenska Vetenskaps-Akad. Handl., XVIII, Afd. II, n° 1, 1892, p. 1-120; Bibliogr., p. 113-119);

land, Gumaelius signale encore *Mytilus edulis* et *Tellina baltica* à + 250 pieds (77 m.). Mais en Finlande Jernström n'a pas rencontré les couches coquillières au-dessus de 60 pieds; à Ösel, Fr. Schmidt en a constaté la présence entre 30 et 60 pieds, et dans le golfe de Finlande, avec un remblai littoral, à + 100 pieds (31<sup>m</sup>,3) : ce consciencieux observateur ajoute qu'elles ne pénétrèrent pas dans la région du Ladoga et de l'Onega, bien que Murchison ait découvert des bancs à coquilles arctiques à Oust-Vaga sur la Dvina, près du confluent de la Vaga<sup>1</sup>.

Dans le Sud également, en *Allemagne*, les dépôts marins n'apparaissent qu'à une faible hauteur. Jentzsch a trouvé *Leda arctica* dans la Prusse occidentale, sur le Frische Haff, et décrit des couches marines à Marienwerder; Berendt cite notamment à Colberg un banc à *Cyprina islandica* et coquilles de la mer du Nord. Dans le Schleswig-Holstein apparaissent des marnes qui, à côté de *Mytilus* et de *Tellina*, renferment aussi *Cyprina islandica*. Nulle part cependant, à en juger par les stations déjà explorées, ces sédiments marins ne pénétrèrent bien loin dans l'intérieur des terres<sup>2</sup>.

A. G. Nathorst, *Sveriges Geologi*, in-8°, Stockholm, 1894, p. 243-279; H. Munthe, *Preliminary Report on the Physical Geography of the Litorina-Sea* (Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, ed. by Hj. Sjögren, II, 1894, p. 1-38, 2 cartes, 1895); G. de Geer, *Om Skandinavien's geografiska utveckling efter istiden* (Sveriges Geol. Unders., Ser. C, n° 161, 160 p., 6 cartes, 1896); résumé partiel dans J. Geikie, *The Great Ice Age*, 4<sup>th</sup> ed., 1894, p. 486 et suiv. Ces recherches ont établi qu'entre la mer glaciaire à *Yoldia* et la mer post-glaciaire à *Littorina*, il avait existé sur l'emplacement de la Baltique un grand lac d'eau douce, dont les dépôts sont caractérisés par l'*Ancylus fluviatilis* : un pont continental, reliant la Suède au Danemark, lui servait de barrière au sud-ouest.]

1. O. Gumaelius, *Snäckbankar i Angermanland* (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., I, 1874, p. 233); A. M. Jernström, *Om Finlands postglaciale skalgrusbäddar* (Ibid., III, 1876, p. 133-140); F. Schmidt, *Einige Mittheilungen über die gegenwärtige Kenntniss der glacialen und postglacialen Bildungen*, etc. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXXVI, 1884, p. 248-273). [Voir ci-dessous, p. 771, note 3. Sur les formations quaternaires marines de la Finlande, voir W. Ramsay, *Till frågan om det senglaciala hafvets utbredning i södra Finland* (Fennia, XII, n° 5; Bull. Commission Geol. de la Finlande, n° 3, 44 p., 1 carte, 1896); H. Berghell, *Bidrag till kändedomen om södra Finlands kvartära nivåförändringar* (Fennia, XIII, n° 2; Bull. C. G. F., n° 5, 64 p., 1 pl., 1896); J. Ailio, *Ueber Strandbildungen des Litorina Meeres auf der Insel Mantsinsaari* (Bull. C. G. F., n° 7, 43 p., 1898); et surtout J. J. Sederholm, *Atlas de Finlande. Feuille N° 4. Dépôts quaternaires* (Fennia, XVII, n° 4, 28 p., 1 carte, 1899).]

2. Voir, par exemple, A. Jentzsch, *Die Lagerung der diluvialen Nordseefauna bei Marienwerder* (Jahrb. K. Preuss. geol. Landesanstalt für 1881, Berlin, 1882, p. 546-570, pl. XVII); Berendt, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XVI, 1884, p. 188; Jentzsch, Ibid., XXXIX, 1887, p. 492, et dans d'autres publications; Dames, *Die Glacialbildungen der nord-deutschen Tiefebene*, in-8°, 44 p., Berlin, 1886 (Sammlung gemeinverst. wiss. Vorträge, XX. Ser., Heft 479) : contient un aperçu des plus récents travaux sur le sujet. [Sur ces couches marines et leur place dans la série des dépôts quaternaires de l'Allemagne du Nord, voir H. Munthe, *Studien über ältere Quartärablagerungen im südbaltischen Gebiete* (Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, III, pt. 1, 1896, p. 27-114); K. Keilhack, Jahrb. K. Preuss. Geol. Landesanst. f. 1897, XVIII, 1899, p. 70-88 (Bibliogr.). C. Gottsche, *Die Endmoränen*

Pour la *Grande-Bretagne*, il existe un grand nombre d'observations portant sur des faits analogues; je me bornerai à résumer l'aperçu d'ensemble qu'en a donné récemment Archibald Geikie. Il en ressort qu'on connaît en Écosse des coquilles marines arctiques jusqu'à + 524 pieds (161 m.), puis, dans un grand nombre de localités, à des hauteurs moindres, d'autres bancs coquilliers dont la faune possède un cachet boréal plus ou moins prononcé: par exemple sur la Clyde, avec rivage probable vers l'altitude de 100 pieds (30<sup>m</sup>,5). Plus au sud, en certains points, on a trouvé à des hauteurs beaucoup plus considérables des lambeaux de sable coquillier, notamment à Macclesfield dans le Cheshire à 1 200 pieds (365 m.), et sur le faite du Moel Tryfaen, à 1 350 pieds (411 m., d'après Ramsay environ 1 170 pieds = 357 m.). Ramsay a décrit le dernier de ces gisements: le sable coquillier s'y trouve en partie sous une moraine. Geikie ne pense pas que le rivage se soit réellement trouvé jadis à de telles hauteurs; il suppose que ces lambeaux ont été charriés de bas en haut par les glaces. Le gisement entier du « Crag de Bridlington », dans le Yorkshire, qui renferme des coquilles arctiques, ne serait qu'un lambeau englobé dans le Boulder-Clay. Outre ces exemples, que leur altitude rend exceptionnels, on voit également apparaître en Angleterre des bancs coquilliers à des niveaux moins élevés, jusqu'aux nombreuses *Raised Beaches* qui bordent les rivages actuels<sup>1</sup>.

*und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins* (Mitteil. Geogr. Ges. Hamburg, XIII, 1897, p. 1-37, 7 pl., 1 carte; XIV, 1898, 74 p.). Les gisements en question ont été distingués par une teinte spéciale sur la *Geologische Karte des Deutschen Reichs* de R. Lepsius.]

1. Arch. Geikie, *Textbook of Geology*, 2<sup>d</sup> ed., in-8°, London, 1885, p. 897-904; A. C. Ramsay, *The Physical Geology and Geography of Great Britain*, 5<sup>th</sup> ed., 1878, p. 413. Dans les Wicklow Hills, en Irlande, on aurait également trouvé des coquilles arctiques à + 1300 pieds. [Voir aussi A. Geikie, *The Scenery of Scotland viewed in connection with its Physical Geology*, 2<sup>d</sup> ed., in-8°, London, 1887, p. 379 et suiv.; G. F. Wright, *Supposed Interglacial Shell beds in Shropshire* (Bull. Geol. Soc. of America, III, 1892, p. 503-508), et *Theory of an Interglacial Submergence of England* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLIII, 1892, p. 1-8); J. Geikie, *The Great Ice Age*, 3<sup>d</sup> ed., 1894, p. 268-323, 371, etc.; H. C. Lewis, *Papers and Notes on the Glacial Geology of Great Britain and Ireland*, ed. by H. W. Crosskey, in-8°, London, 1894, p. 360-367, 374-383, 431; J. Hornc, J. Fraser, D. Bell and D. Robertson, *The Character of the High-level Shell-bearing Deposit at Clava, Chapel-hall, and other Localities* (Rep. British Assoc. Adv. Sc., LXIII, 1893, p. 483-514, 2 pl., carte); et *The character of the High-level Shell-bearing Deposits in Kintyre* (Ibid., LXVI, 1896, p. 378-399, 3 cartes); H. Munthe, *On the Interglacial Submergence of Great Britain* (Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, III, pt. 2, 1897, p. 369-411); W. Upham, *Shell-bearing Drift on Moel Tryfaen* (Amer. Geologist, XXI, 1893, p. 81-86). — La plupart des géologues qui ont étudié le gisement du Moel Tryfaen, dans ces dernières années, se sont ralliés à l'hypothèse d'un remaniement et d'un transport des coquilles marines par les glaciers quaternaires. — Dans le Sud de l'Angleterre, les dépôts connus sous le nom de « Rubble-Drift » ont été interprétés par Prestwich comme l'indice d'une submersion générale et récente, de plus de 300 mètres d'amplitude, mais cette vue n'a trouvé aucun écho;

Les conditions remarquables dans lesquelles se présentent parfois ces « plages soulevées » ont déjà été indiquées à propos de la coupe de Sangatte, près de Calais (II, p. 671).

Si l'on fait abstraction des gisements prêtant à équivoque du Cheshire et du Pays de Galles, on constate en Écosse et dans le fjord de Kristiania des coquilles arctiques à des altitudes offrant entre elles fort peu d'écart. En effet, les exemples signalés en Écosse atteignent 161 mètres, et ceux de Norvège montent jusqu'à 520 pieds norvégiens, soit 163 mètres, tandis que de la profondeur à laquelle les mollusques en question vivent d'ordinaire aujourd'hui, on infère pour le niveau correspondant du rivage + 188 à 194 mètres. Mais il ne semble pas que du côté de la Baltique, ce niveau s'abaisse. En effet, les dépôts de la Finlande et des bords de la Baltique ne présentent plus le cachet nettement boréal qui caractérise les terrasses supérieures, leur faune rappelle plutôt celle des terrasses inférieures de la Scandinavie, c'est-à-dire la faune actuelle; en d'autres termes, en allant vers l'est, on ne voit point diminuer l'altitude des dépôts, mais les terrasses les plus anciennes et les plus élevées disparaissent, tandis que les terrasses inférieures se continuent à une altitude plus ou moins uniforme<sup>1</sup>. Maintenant, doit-on admettre que les dépôts marins de grande altitude ont été détruits après coup, ou, au contraire, qu'il ne s'en est jamais formé, à cause de l'occupation permanente du pays par les glaces? C'est un point que des recherches ultérieures éclairciront peut-être. Ce qui est certain, c'est que l'on retrouve les bancs les plus récents, les bancs inférieurs, sur les côtes de l'Angleterre et aussi sur celles de la Belgique et de la France. Ils mon-

J. Prestwich, *The Raised Beaches and « Head » or Rubble Drift* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLVIII, 1892, p. 263-343, pl. VII, VIII), et *On the Evidences of a Submersion of Western Europe and of the Mediterranean Coasts, at the Close of the Glacial or so-called Post-Glacial Period, and immediately preceding the Neolithic or Recent Period* (Phil. Trans., vol. 184 (1893) A, p. 903-984, pl. 33); J. Geikie, Ouvr. cité, p. 389 et suiv.]

[1. Les études poursuivies dans ces dernières années, en particulier les travaux de MM. Berghell, de Geer et W. Ramsay, ont montré qu'en Finlande, comme dans le reste du massif Scandinave, il y a bien réellement décroissance d'altitude des dépôts marins et des plages quaternaires, en allant du centre vers la périphérie; G. de Geer, *Om Skandinaviens nivåförändringar under quartärperioden* (Geol. Fören. i Stockholms Förhandl., X, 1888, p. 366-379, pl. 2 : carte; XII, 1890, p. 61-110); *Quaternary Changes of Level in Scandinavia* (Bull. Geol. Soc. of America, III, 1892, p. 65-68, pl. 2 : carte); *Om kvartära nivåförändringar vid Finska viken* (G. F. F., XVI, 1894, p. 639-655); *Om Skandinaviens geografiska utveckling efter istiden*, 1896; *Om de senkvartära landhöjningen kring Bottniska viken* (G. F. F., XX, 1898, p. 369-393, pl. 20 : carte). Voir aussi A. G. Högbom, *Om högsta marina gränsen i Norra Sverige* (Ibid., XVIII, 1896, p. 469-491, pl. 15 : carte; reprod. Sveriges Geol. Und., Ser. C, n° 165, in-8°, 25 p., carte), et les mémoires signalés ci-dessus, p. 578, note 1, et p. 767, note 1.]

trent la grande extension d'un rivage de même altitude, à une date bien postérieure à l'époque glaciaire. Nous avons déjà vu que, quand le rivage était à + 75 mètres, le fjord de Kristiania hébergeait deux formes de la Méditerranée, ce qui indique un climat plus doux que le climat actuel, et à cette même phase appartiennent les sables coquilliers aux teintes claires de Bodö et de Tromsö.

La question de savoir si l'altitude de ces dépôts marins post-glaciaires décroît vers le sud n'est donc pas aussi facile à résoudre en Europe qu'aux États-Unis, comme il arrive pour tant d'autres problèmes. J'estime néanmoins que cette décroissance se produit également en Europe. Dans les hautes latitudes, au nord de l'Europe, on relève, comme nous le montrerons bientôt, des traces de la mer à des hauteurs considérables. Dans la Norvège méridionale et en Écosse, il existe des bancs à coquilles arctiques à 163 et 161 mètres. Mais les dépôts plus récents, dont le caractère arctique est moins accusé, présentent une extension beaucoup plus grande.

Maintenant, il convient de ne pas oublier que l'apparition d'espèces des mers du Nord dans la Méditerranée marque vraisemblablement le moment où la température a été le plus rigoureuse. Mais ce moment remonte à un passé considérablement plus éloigné que les argiles à *Leda* et que les équivalents des couches de Champlain; ces dépôts, tout en renfermant des coquilles arctiques, sont certainement plus récents en Norvège que l'époque de la grande extension des glaciers. Par suite, l'horizon qu'il convient de regarder comme leur équivalent chronologique probable dans les bancs coquilliers de la Méditerranée doit, selon toute vraisemblance, se trouver à une moindre altitude que l'horizon où les espèces arctiques se montrent le plus nombreuses. De même, il est très probable qu'à l'époque de leur dépôt le domaine soumis à la glaciation dans l'extrême Nord était plus étendu qu'aujourd'hui, et qu'en conséquence les bancs coquilliers de grande altitude qu'offrent ces régions sont plus récents que les argiles à *Leda* de la Norvège.

Mais laissons ces conjectures et revenons à l'extrême Nord.

**4. Le Nord de l'Eurasie et les côtes occidentales du Pacifique Nord.** — Les terrasses de l'Amérique arctique et du Groenland se répètent au *Spitzberg*. Il s'y ajoute une circonstance curieuse. Nordenskjöld et Drasché ont découvert dans cet archipel de grandes quantités de coquilles du *Mytilus edulis* à une faible hauteur au-dessus de la rive, avec leurs couleurs naturelles et

leur ligament bien conservé. Il ne semble pas, à en juger par les indices qu'on possède, que ce mollusque s'avance aujourd'hui jusqu'à des latitudes aussi élevées. Les gisements en question sont évidemment très modernes, et il est impossible d'en expliquer l'existence, comme on a du reste tenté de le faire, par le climat plus chaud d'une période interglaciaire qui aurait affecté l'extrême Nord <sup>1</sup>.

L'Austria-Sund, dans la *Terre François-Joseph* est, suivant l'expression de J. Payer, entouré de gradins d'alluvions à coquilles marines comme le feraient des courbes hypsométriques <sup>2</sup>.

Middendorf a rencontré de semblables gradins étagés jusqu'au dessus de + 200 pieds à Vadsö dans le Varangerfjord, ainsi que dans la presqu'île Ribatchii et à l'île Kildin sur la *côte Mourmane*. Bien qu'il ne mentionne pas dans ces localités de coquilles marines, la transgression de cette époque n'en reste pas moins hors de doute; d'autant moins que, comme on l'a déjà vu, Murchison a rencontré des couches coquillières au voisinage du confluent de la Vaga et de la Dvina, à Oust-Vaga : la mer a certainement recouvert, après l'époque glaciaire, la partie inférieure de la vallée actuelle de la Dvina <sup>3</sup>.

Dans la *Novaja Zemlia*, Wilczek et Höfer rencontrèrent des terrasses étagées jusqu'à + 300 pieds (93 m.), et Nordenskjöld, dans la baie de Rogatchev, indépendamment des mollusques marins apportés par des oiseaux, trouva aussi des coquilles sub-fossiles, en particulier une *Arca*, à 3 kilomètres du rivage actuel et à l'altitude de 100 pieds. Tandis que le déplacement négatif se manifeste ainsi sur les deux grandes îles jumelles, les dépôts à coquilles de la mer Glaciale pénètrent, d'après les observations de

1. Osw. Heer, *Die Miocene-Flora und Fauna Spitzbergens, mit einem Anhang über die diluvialen Ablagerungen Spitzbergens* (K. Svensk. Vetensk.-Akad. Handl., N. F., VIII, 1869, n° 7, p. 80-92, 1870).

2. J. Payer, *Die österreichische-ungarische Nordpol-Expedition*, in-8°, 1876, p. 272. [Voir aussi R. Kœttlitz, *Observations on the Geology of Franz Josef Land* (Quart. Journ. Geol. Soc., LIV, 1898, p. 638-641).]

3. A. von Middendorf, *Anékiev, eine Insel im Eismeere, in der Gegend von Kola* (Bull. Acad. Imp. Sc. St.-Petersbourg, II, 1860, p. 153-158). Il est probable, d'après la description, qu'il existe des âsar à Rybatchii; Murchison, de Verneuil and Keyserling, *Russia and the Ural Mountains*, in-4°, I, 1843, p. 327-332. [Dans le Nord de la Russie, cette « transgression marine boréale » atteint l'altitude de 150 mètres; Th. Tschernyshev, *Aperçu sur les dépôts post-tertiaires en connexion avec les trouvailles des restes de la culture préhistorique au Nord et à l'Est de la Russie d'Europe* (Congrès Internat. d'Archéol. Préhist. et d'Anthropol., XI<sup>e</sup> sess., Moscou, 1892, I, p. 36-36). Voir aussi H. W. Feilden, *Notes on the Glacial Geology of Arctic Europe and its Islands* (Quart. Journ. Geol. Soc., LII, 1896, p. 52 et 721); W. Ramsay, *Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit* (Fennia, XVI, n° 1, 1898, p. 1-151, 3 pl., 1 carte).]

Keyserling, confirmées par Karpinsky, dans la partie inférieure du bassin de la *Petchora*; ils se montrent sur l'*Ob* inférieur, et les études de F. Schmidt, Lopatin et Nordenskjöld nous apprennent que sur le bas *Iénisseï*, les mêmes dépôts marins existent jusqu'au delà de Doudino (par environ 69° 20'). Ils forment le sous-sol des toundras, et Middendorf a trouvé des coquilles marines, en particulier *Mya truncata*, jusqu'à 200 pieds au-dessus de la rivière Taïmyr<sup>1</sup>.

Outre les couches à coquilles, on voit aussi dans la *Terre de Taïmyr* de grands amas de troncs d'arbres, disposés par longues rangées horizontales que séparent des intervalles bien définis. C'est ce qu'on appelle le *bois de Noé*. « Étant donné ce fait, dit Middendorf, une enquête précise pourrait fort bien démontrer qu'aujourd'hui encore le bois de Noé n'est pas distribué en désordre sur la toundra, mais qu'il se répartit en lignes de rivage régulières, sensiblement parallèles et s'abaissant successivement vers la mer, chaque ligne prise à part conservant exactement, d'un bout à l'autre de son tracé, la même altitude. » Aux embouchures de la *Lena*, de la *Kolyma* et sur un très grand nombre d'autres points du littoral sibérien, on signale du « bois de Noé » à des hauteurs variables au-dessus de la mer. Toutefois la question de savoir comment se sont formés ces amas de bois est loin d'être résolue; Bunge et Toll ont montré que les « montagnes de bois » des îles de la Nouvelle-Sibérie appartiennent aux couches tertiaires à plantes terrestres, qui présentent dans les hautes latitudes une si étonnante extension<sup>2</sup>.

1. H. Höfer, *Graf Wilczek's Nordpolarfahrt im Jahre 1872* (Petermann's Mittheil., XX, 1874, p. 302); F. Schmidt, *Wissenschaftliche Resultate der zur Aufsuchung eines angekündigten Mammuthcadavers von der K. Akademie au den unteren Jenisseï ausgesandten Expedition* (Mem. Acad. Imp. Sc. St.-Pétersbourg, 7<sup>e</sup> sér., XVIII, n° 1, 1872, p. 17 et 48); A. E. Nordenskiöld, *Redogörelse för en expedition till mynningen af Jenissej och Sibirien* (Bihang K. Svensk. Vet.- Akad. Handl., IV, 1877, n° 1, p. 69 et suiv.); A. Th. von Middendorf's *Reise in den äussersten Norden und Osten Sibiriens*, I, p. 206; IV, p. 261 et suiv. H. Seebohm mentionne même des coquilles atteignant « peut-être » 500 pieds au-dessus de l'Iénisseï (Proc. R. Geogr. Soc. London, XXII, 1877-78, p. 412). [Voir aussi N. Wyssotzky, *Aperçu sur les dépôts tertiaires et posttertiaires de la Sibérie occidentale* (Explor. géol. et minières le long du chemin de fer de Sibérie, livr. V, St.-Pétersbourg, 1896, p. 69-94, carte; en russe, résumé en français).]

2. A. Bunge und E. Toll, Petermanns Mitteil., XXXIII, 1887, p. 255. M. Lindeman écrit entre autres choses, qu'entre la *Lena* et le détroit de Bering, il existe des traces de bois flotté très altéré jusqu'à 50 verstes de la mer, en certains endroits « où depuis très longtemps les vagues n'ont jamais pu pénétrer » (Ibid., XXV, 1879, p. 172). Wrangel donne déjà une évaluation analogue pour la Toundra, *Reise längs der Nordküste von Sibirien und auf dem Eismeere in den Jahren 1820-1824*, in-8°, Berlin, 1839, p. 236. [J. Schmalhausen und E. v. Toll, *Tertiäre Pflanzen der Insel Neusibirien* (Mém. Acad. Imp. Sc. St.-Pétersbourg, 7<sup>e</sup> sér., XXXVII, n° 5, 1890, p. 1-22, 2 pl.).]

Des divers renseignements qui confirment la présence de dépôts marins dans les basses vallées de la Lena, de l'Indigirka et de la Kolyma, il ressort de la façon la plus nette que le cours inférieur de tous les grands fleuves sibériens a été recouvert par la mer jusqu'à une distance plus ou moins grande du rivage actuel, et cela à une époque plus récente que la période glaciaire.

Les bancs coquilliers modernes, tels qu'on les connaît aux Aléoutiennes, ne semblent pas non plus faire défaut au *Kamtschatka*. Sur les versants des *Kouriles*, on connaît des terrasses; Milne décrit en particulier à Furubets, dans l'île Houroup, la plus grande des Kouriles (de 44° 30' à 45° 30' environ), deux gradins dont le premier se trouve à + 400 ou 500 pieds [150-180 m.], et le second à + 130 pieds [40 m.]. Le second seulement est mentionné sur d'autres points. Non loin de là, à Nemoro, dans l'île de Yéso, le même observateur signale une terrasse entre 30 à 40 pieds [10-12 m.]<sup>1</sup>.

D'ailleurs, dans toute cette région, le phénomène des terrasses marines étagées paraît être très général. Pumpelly signale déjà des terrasses récentes sur les côtes du Japon, depuis Yéso jusqu'à Kiou-Siou et jusqu'à la bordure de la grande plaine deltaïque chinoise près de Tché-fou; ces terrasses seraient particulièrement nettes dans le Sud de Yéso, ainsi qu'aux environs de Yokohama. La baie des Volcans et la côte septentrionale du détroit de Tsougar sont, d'après Bickmore, entourées de terrasses. Au nord-est de Sendai, dans la baie de Kamama ëura, Rein découvrit sur un escarpement calcaire une bande horizontale, large d'environ 1 mètre, et percée de trous dans lesquels on pouvait voir encore des centaines de coquilles de pholades; il déduisit de ce fait un soulèvement récent du sol, d'une amplitude de près de 2 mètres. Naumann a recueilli un grand nombre d'observations du même genre, qui ont trait aux environs de Tokio et à l'archipel japonais dans son ensemble, et qui témoignent également d'un changement dans le sens négatif<sup>2</sup>.

1. J. Milne, *The Volcanoes of Japan* (Trans. Seismol. Soc. Japan, IX, part II, Yokohama, 1886, p. 151, 164).

2. R. Pumpelly, *Geological Researches in China*, etc. (Smithsonian Contrib. to Knowledge, XV, n° 201, 1866, surtout p. 108); Godfrey, *Geology of Japan* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIV, 1878, p. 544); A. Bickmore, *Some more recent Changes in China and Japan* (Amer. Journ. of Sc., 2<sup>d</sup> Ser., XLV, 1868, p. 217). A Tché-fou, selon Bickmore, il n'y a qu'un long « Sand-spit » avec deux anciennes lignes de rivage, à un petit nombre de pieds au-dessus de la mer. Voir encore J. J. Rein, *Naturwissenschaftliche Reisestudien in Japan* (Mittheil. deutsch. Ges. f. Natur- und Völkerkunde Ostasiens, 7. Heft, 1875, p. 29); E. Naumann, *Über die Ebene von Yedo* (Petermann's

Plus au sud, on voit les indices de mouvements négatifs sinon disparaître, du moins s'effacer de plus en plus<sup>1</sup>.

§. **Côtes orientales du Pacifique Nord.** — Lorsque, le 8 août 1816, Kotzebue fut retenu sur la côte occidentale de l'Amérique (66°15' de lat. N.) par une violente tempête, ses compagnons Eschscholtz et Chamisso découvrirent que les collines du rivage étaient formées par de la glace, recouverte seulement d'une mince couche de terre, et que cette glace était fossile, car de nombreux débris de mammoth apparaissaient au jour grâce à la fusion de leur enveloppe. Cette glace fossile se présentait avec une telle puissance que Chamisso n'hésita pas à y voir une véritable roche<sup>2</sup>. Kotzebue nomma ce point Eschscholtz-Bay; le fait a été confirmé depuis par Beechey, Seemann et d'autres voyageurs; je m'appuie, dans l'exposé qui va suivre, sur la dernière description de Dall<sup>3</sup>.

La glace fossile, qui possède les caractères d'une roche spéciale, s'étend du côté du nord, avec des interruptions, jusqu'à Point Barrow, vers l'est jusqu'à Return Reef, où la couche de glace commence à 6 pieds environ au-dessus de la mer, et vers le sud jusqu'au cap Glacé (Icy Cape); on en retrouve même quelques affleurements isolés jusque dans la baie de Kotzebue. Ce n'est point un sol gelé, mais bien réellement de la glace; toutefois, elle n'a point la teinte vert-bleu de la glace de glacier et n'est pas transparente, elle paraît souvent stratifiée et sa couleur est parfois jaunâtre, comme si elle provenait d'une eau tourbeuse. Dall l'a étudiée avec soin à Elephant Point, dans le voisinage de l'île Chamisso: on y voit, outre de minces lits argileux à *Sphagnum* et à coquilles

Mittheil., XXV, 1879, p. 126). Consulter aussi G. Davidson, *Abrasions of the Coast of Japan* (Proc. California Acad. Sc., VI, 1875, p. 28); cet auteur mentionne sur l'île d'Oô (32°25') une terrasse à + 100 pieds environ.

1. Ce fut le mode de formation de la grande plaine qui inspira en 1874 à F. von Richthofen l'idée qu'en venant du Nord jusqu'à la hauteur des îles Tchousan règne un mouvement négatif, alors que vers le sud il se produit un mouvement positif (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXVI, 1874, p. 957-960).

2. O. von Kotzebue, *Entdeckungsreise in die Südsee und nach der Beringstrasse*, in-4°, I, 1821, p. 146; III, p. 170.

3. W. H. Dall, *Notes on Alaska and the vicinity of Bering Strait* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XXI, 1881, p. 104-111) et *Alaska-Forschungen im Sommer 1880* (Petermann's Mittheil., XXVII, 1881, p. 46-47); A. Penck, *Die Eismassen der Eschscholtz-Bay* (Deutsche Geogr. Blätter, Bremen, IV, 1881, p. 174-189). [Voir aussi W. H. Dall and G. D. Harris, *Correlation Papers-Neocene* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 84, 1892, p. 260-268, pl. III: carte des gisements de glace fossile; reprod. 18<sup>th</sup> Ann. Rep., 1896-97, pt. III, pl. I); W. H. Dall, *Report on Coal and Lignite of Alaska* (17<sup>th</sup> Ann. Rep., 1895-96, pt. I, p. 850-860); J. Geikie, *The Great Ice Age*, 3<sup>d</sup> ed., 1894, p. 664 et suiv.; G. M. Dawson, *Notes on the Occurrence of Mammoth-remains in the Yukon District of Canada and in Alaska* (Quart. Journ. Geol. Soc., L, 1894, p. 1-9).]

de *Pisidium* et de *Valvata*, des taches terreuses exhalant une odeur fétide, comme une odeur de pourriture, exactement comme au voisinage des cadavres de mammoth et de rhinocéros le long des fleuves sibériens; l'on y trouve en outre un grand nombre d'ossements de mammoth et de ruminants. En fait, il existe sur ce point une véritable crête de glace solide, atteignant plusieurs centaines de pieds au-dessus de la mer; cette crête domine tout le pays environnant, et son âge est antérieur au mammoth. En même temps, la surface de la glace est disposée en gradins. La première falaise de glace a 30 pieds environ d'élévation [9-10 m.], en y comprenant les 2 à 3 pieds de terre qui recouvrent la glace. Plus loin, vers l'intérieur, se dresse un second escarpement de glace; Dall a pu le suivre sur une longueur de 4 kilomètres, et il en évalue l'altitude à 80 pieds [24 m.]. A partir de ce point, la crête s'élève graduellement en formant une croupe arrondie, entièrement constituée par de la glace, et sans qu'on découvre aux alentours aucun sommet qui la domine. De l'allure des banes à *Sphagnum*. Dall a conclu que cette masse de glace n'est point soumise à un mouvement de progression comme un glacier. La couche d'argile qui la surmonte peut atteindre 40 pieds [12 m.]; elle renferme des ossements d'éléphant, de cheval et de buffle, mais elle ne dépasse pas un certain niveau, et ne semble point arriver jusqu'au sommet de la montagne de glace.

Des masses de glace analogues ont été découvertes depuis par Bunge et Toll aux îles de la Nouvelle-Sibérie<sup>1</sup>.

Middendorf, qui croyait au soulèvement non seulement de toute la Sibérie, mais encore du Nord-Ouest de l'Amérique et de l'ensemble des régions polaires, et que les observations de Pingel au Groenland semblent avoir seules empêché de produire des conclusions générales, Middendorf rapporte que dans le *Norton-Sound* Sagoskin aurait trouvé au sommet de l'île Saint-Michel des amas de « bois de Noé »<sup>2</sup>.

De même, Dall a rencontré de longs alignements de troncs

[1. Baron Ed. v. Toll, *Wissenschaftliche Resultate der von der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften zur Erforschung des Janalandes und der Neusibirischen Inseln in den Jahren 1885 und 1886 ausgesandten Expedition*, Abth. III : *Die Fossilen Eislager und ihre Beziehungen zu den Mammothleichen* (Mém. Acad. Imp. Sc. St-Petersbourg, 7<sup>e</sup> Sér., XLII, n° 13, 1893, 86 p., 7 pl.); J. D. Tscherski, Abth. IV : *Beschreibung der Sammlung posttertiärer Säugetiere* (Ibid., 7<sup>e</sup> sér., XL, n° 1, 1893, p. 1-511, 6 pl.); A. de Lapparent, *Les anciens glaciers*, in-8°, Paris, 1892 (Extr. du *Correspondant*, p. 53-60 du tir. à part.)

2. Middendorf, *Reise in den äussersten Norden und Osten Sibiriens*, II, p. 262, note. La description qu'a donnée Cook de la péninsule de Denbigg, dans le Norton Sound,

d'arbres dans un état de décomposition avancée, fort au-dessus de la portée maxima des hautes marées, sur toute la partie du littoral comprise entre la Norton Bay et le Kotzebue Sound; il y a vu la preuve d'un soulèvement du sol qui, dans son opinion, se manifesterait depuis le 150° degré de longitude dans toute la presqu'île d'*Alaska*. Les terrasses font défaut dans la région du Yukon et sur la bordure du continent au voisinage de cette péninsule : Dall met ce fait en rapport avec l'absence d'indices d'une glaciation générale dans ces parages<sup>1</sup>.

D'ailleurs Dall a trouvé sur les basaltes vésiculaires de l'île Saint-Michel, déjà mentionnée, des balanes fixés à la roche à + 15 pieds au moins [4 à 5 m.], et depuis longtemps Grewingk a recueilli des faits témoignant du séjour de la mer bien au-dessus de son niveau actuel, dans l'*Alaska*, les Aléoutiennes et les îles Pribilof. A l'époque où écrivait Grewingk, vers 1850, les dépôts marins récents qui fournissent la preuve la plus directe de ces mouvements étaient assimilés aux derniers termes de la série tertiaire, tandis qu'on regardait comme « diluviens » les dépôts à ossements d'éléphants visibles en tant d'endroits, comme ceux du Kotzebue Sound. Mais, dès cette époque, Grewingk mit en pleine lumière, ainsi qu'on l'a déjà vu, la ressemblance frappante de la faune malacologique qui caractérise ces prétendues formations tertiaires avec celle de Beauport près de Québec, sur le Saint-Laurent; et de fait, elles représentent également l'étage de Champlain du Canada<sup>2</sup>.

De semblables dépôts ont été trouvés par Vossnessenski, Postels, Beechey et d'autres explorateurs sur des points divers; ainsi sur l'île Saint-Paul, dans le groupe des Pribilof (57°); à la même latitude à peu près, dans la baie d'Igatskoi, au cap Tonki (côte orientale de l'île Kadiak), c'est-à-dire au nord-est de la presqu'île

a été parfois citée comme indiquant un soulèvement du sol, mais elle peut aussi bien se rapporter à un phénomène d'atterrissement (*A Voyage to the Pacific Ocean*, II, 1784, p. 485). C'est par erreur qu'on a pu invoquer une trouvaille faite par Lamanon dans le Port des Français (58°37') et concernant de grandes coquilles pétrifiées, différentes des coquilles vivant le long du rivage (*Voyage de La Pérouse autour du Monde, publié par Milet-Mureau*, in-4°, II, 1797, p. 489).

1. W. H. Dall, *Alaska and its Resources*, in-8°, Boston, 1870, p. 462, 465. [L'absence complète de traces glaciaires dans le Nord de l'*Alaska* a été confirmée par toutes les explorations récentes (Dall, Dawson, Hayes, Mc Connell, Russell, Spurr, etc.); voir ci-dessus, p. 322, notes 1, 2, et T. C. Chamberlin, *Glacial Phenomena of North America* (in J. Geikie, *The Great Ice Age*, 3<sup>e</sup> ed., 1894, p. 727, carte, pl. XIV); O. Nordenskjöld, *Preliminary Notes on the Surface Geology of the Yukon Territory* (Amer. Geologist, XXIII, 1899, p. 288-298).]

2. C. Grewingk, *Beitrag zur Kenntniss der orographischen und geognostischen Beschaffenheit der Nordwestküste Amerika's*, in-8°, 1850 (extr. des Verhandl. der Russisch-K. Mineralog. Gesellsch. zu St. Petersburg, 1848-1849, p. 249).

d'Alaska, ces coquilles sont renfermées dans un tuf volcanique formant le long de la côte une petite falaise de 1 brasse et demie de haut. A l'ouest de Kadiak, elles apparaissent sur la rive orientale de la péninsule d'Alaska; mais ces dépôts semblent atteindre leur plus grand développement près de l'extrémité de la presqu'île, dans la baie Morehovsky (baie des Morses), dans la baie Moller et Pavlov et sur l'île Unga (de 56° à 55°). Dans la baie Morehovsky, en particulier, repose, à 50 toises au-dessus du niveau de la mer [100 m. environ], une couche horizontale de ces coquilles, et au-dessus se succèdent sur une épaisseur de 50 autres toises des assises horizontales de sable et d'argile.

A l'île *Unalaska*, ces couches reposent sur le pied nord-ouest du volcan Makouchkin; et sur la côte nord de l'île *Atka*, par environ 52°30', les mêmes coquilles apparaissent à 30 pieds au-dessus de la mer, dans des lits de grès tendre et des bancs d'argile durcie<sup>1</sup>.

Depuis des siècles cependant il ne s'est pas produit dans les Aléoutiennes de changement notable des lignes de rivage; cela ressort des études qu'a consacrées Dall aux nombreux et importants amas de « rebuts de cuisine », qui nous ramènent à un stade de civilisation de beaucoup inférieur à celui des Innuits actuels<sup>2</sup>.

Vers le sud, les indices d'un niveau supérieur deviennent plus rares, sans faire entièrement défaut. Au *Fort Simpson* (54°34'), on observe sur la côte, à + 100 pieds, une terrasse de matériaux meubles, d'ailleurs assez peu marquée; plus au sud, à Metla Katla, elle se dessine nettement à 95 pieds [29 m.] au-dessus du niveau des hautes mers. Dawson, à qui nous devons la plupart des observations faites sur ces parages, rencontra au-dessus des formations glaciaires, dans le Skidegate Inlet (53°40'), qui sépare les deux îles principales de l'archipel de la *Reine-Charlotte*, un sable argileux à *Leda*, *Cardium* et balanes.

Dans le *détroit de Géorgie*, on connaît des terrasses à + 100

1. Grewingk, Mém. cité, surtout p. 274 et suiv., p. 54 et ailleurs. L'échantillon des îles Pribilof figuré par Pinart m'inspire quelques doutes à cause de son mode de conservation (Pinart, *Voyages à la Côte Nord-Ouest de l'Amérique*, in-4°, I, 1875, p. 35, pl. A, fig. 7). — Lutké (*Voyage autour du Monde sur la Corvette la Sémiavine*, t. III, réd. par Al. Postels, in-8°, Paris, 1836, p. 27) décrit les couches horizontales à coquilles de la presqu'île d'Alaska; les déterminations paléontologiques ont été faites plus tard d'après les collections de Vossnessenski. [Sur les dépôts marins récents des îles de l'Alaska, voir aussi J. Stanley-Brown, *Geology of the Pribilof Islands* (Bull. Geol. Soc. of America, III, 1892, p. 496-500); G. M. Dawson, *Notes on the Geology of Middleton Island, Alaska* (Ibid., IV, 1893, p. 427-431), et *Geological Notes on some of the Coasts and Island of Bering Sea and Vicinity* (Ibid., V, 1894, p. 117-146).]

2. Dall, *Tribes of the Extreme North-West; Contributions to North American Ethnology*, vol. I, 1877 (Powell, Geogr. and Geol. Survey of the Rocky Mountain Region), p. 41 et suiv.

et 200 pieds [30 et 60 m.]. A Nanaimo, dans l'île de Vancouver, à + 70 pieds [21 m.], des bancs coquilliers à *Saxicava rugosa*, *Mya* et *Leda* reposent sur les anciennes formations glaciaires. Des bancs coquilliers semblables avaient déjà été remarqués par Blake, il y a longtemps, dans le voisinage de Victoria, à 20 pieds [6 m.] au-dessus des hautes mers<sup>1</sup>.

Plus sont rares sur la côte, en comparaison avec d'autres régions, les données relatives à des traces de ce genre, plus précis et plus frappants sont les renseignements portant sur les terrasses qui découpent les versants dans toutes les vallées de l'intérieur. Ces terrasses fluviales sont si nettement marquées et atteignent des altitudes si considérables qu'aucun voyageur n'a négligé de les mentionner. Dans le Puget Sound, on signale déjà des terrasses jusqu'à 1 600 pieds [490 m.]; franchissant le faite de partage, elles pénètrent dans la vallée du Cowlitz, mais on ne possède aucune observation permettant de fixer jusqu'à quelle hauteur s'y élèvent les indices authentiques de l'action marine<sup>2</sup>.

Les terrasses intérieures du Saskatchewan, de l'Athabasca, du Vermilion, de l'Upper Columbia River, du Fraser, etc., ont été parfaitement décrites par Hector; il a rappelé à ce propos qu'antérieurement Logan avait déjà observé des terrasses jusqu'à 334 pieds (100 m.) au-dessus du Lac Supérieur, et il en a déduit une submersion totale du continent jusqu'à 3 000 pieds [914 m.] au-dessus des mers actuelles<sup>3</sup>.

1. G. M. Dawson, *On the Superficial Geology of British Columbia* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIV, 1878, p. 97, 99) et *Additional Observations* (Ibid., XXXVII, 1881, p. 278). Des données analogues avaient déjà paru dans H. Bauerman, *On the Geology of the South-Eastern Part of Vancouver Island* (Ibid., XVI, 1860, p. 202). Voir aussi G. M. Dawson, *Rapport sur les îles de la Reine Charlotte* (Commiss. géol. du Canada, Rapport des Opérations, 1878-79, p. 110 B). Je n'ai pas mentionné le banc coquillier qu'on observe à + 15 pieds (p. 114 B et suiv.) parce qu'il évoque l'idée de « rebus de cuisine »; Blake, Rep. U. S. Coast Survey for 1867, p. 281, et *Topographical and Geological features of the Northwest Coast of America* (Amer. Journ. Sc., 2<sup>d</sup> Ser., XLIV, 1868, p. 243); voir aussi W. C. Grant, Journ. R. Geogr. Soc., XXVII, 1857, p. 285. [Sur les terrasses et les couches marines de la Colombie Britannique, voir G. M. Dawson, *Report on a Geological Examination of the Northern Part of Vancouver Islands and adjacent Coasts* (Geol. and Nat. Hist. Survey of Canada, Ann. Rep., new Ser., II, 1886, B, p. 103 et suiv., carte, pl., 1887); *Recent Observations on the Glaciation of British Columbia* (Geol. Mag., Dec. 3, V, 1888, p. 347-350); *On the Later Physiographical Geology of the Rocky Mountain Region in Canada, with special Reference to Changes in Elevation and the History of the Glacial Period* (Trans. Royal Soc. Canada, VIII, Sect. IV, 1890, p. 3-74, pl. I-III : cartes).]

2. J. S. Newberry, *Surface Geology of the Country bordering the N. Pacific Railroad* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XXX, 1885, p. 344). [Voir aussi J. P. Kimball, *Physiographic Geology of the Puget Sound Basin* (Amer. Geologist, XIX, 1897, p. 225-237, 304-322, pl. XII, XIX); B. Willis, *Drift Phenomena of Puget Sound* (Bull. Geol. Soc. of America, IX, 1898, p. 144-162, pl. 6-10).]

3. J. Hector, *On the Geology of the Country between Lake Superior and the Pacific*

Dawson a découvert une terrasse de cailloux roulés jusqu'à une altitude qui ne serait pas inférieure à 5270 pieds (1606 m.) sur le versant nord du Mont *Il-ga-chuz*, à l'ouest du Fraser; il se déclarait disposé à admettre une submersion qui aurait atteint 4000 à 5000 pieds [1200 à 1500 m.]. Cependant les derniers écrits de ce géologue semblent indiquer qu'il inclinait plutôt aujourd'hui à expliquer ces hautes terrasses par l'action des cours d'eau et par l'hypothèse de grands lacs. On n'a jamais constaté dans ces terrasses intérieures la présence de coquilles marines<sup>1</sup>.

En fait, ces terrasses fluviales appartiennent à des phénomènes d'un autre ordre, et l'on ne saurait y voir le témoignage d'une submersion aussi marquée du continent. Il existe en Europe de nombreux exemples de terrasses fluviales bien loin de la zone dans laquelle se sont fait sentir les oscillations des rivages. Ces exemples se reproduisent sur le cours inférieur de la Columbia<sup>2</sup> et dans toutes les vallées jusqu'à celle du Sacramento, mais nous n'avons pas à nous en occuper ici.

Les forêts sous-marines observées aux abords de l'embouchure de la Columbia sont interprétées par Dana comme résultant de glissements locaux<sup>3</sup>. Au voisinage des rivières *Coquille* et *Umpqua* et près de la *Coos-Bay* (44°-43°), Goodyear décrit la côte comme formant un plateau de 200 à 800 pieds d'altitude [60-243 m.], avec traces d'oscillations; dans ce plateau sont encaissées

*Ocean* (Quart. Journ. Geol. Soc., XVII, 1861, p. 388-445, pl. XIII). Hind décrit celles qui se trouvent sur le Saskatchewan méridional (Ibid., XX, 1864, p. 122-130). Une description très nette des terrasses bordant les affluents du Fraser est donnée par Visc. Milton and W. B. Cheadle, *The North-West Passage by Land*, in-8°, 3<sup>e</sup> ed., 1865, p. 338, et pl.; de même Begbie, Proc. R. Geogr. Soc., 27 févr. 1871. Dès 1832, le capitaine Back avait vu 10 à 11 terrasses sur le Grand Lac des Esclaves, et il conclut à un affaissement de son niveau, lorsqu'il eut fait l'étude de l'émissaire de ce lac, la Grande Rivière aux Poissons. Cette rivière, à l'instar de l'émissaire du lac Winnipeg, le Nelson River, est interrompue par des cataractes rocheuses; Back, *An Account of the Route and Appearances of the Country from Great Slave Lake in the Polar-Sea* (Journ. R. Geogr. Soc., VI, 1836, p. 5).

1. G. M. Dawson, Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIV, 1878, p. 21 et XXXVII, 1881, p. 283. Voir un dessin et de nombreuses mesures relatifs à des terrasses fluviales dans le *Rapport de la Commission géol. du Canada*, 1875-76, p. 290, et 1877-78, p. 168 B et suiv.; pour une gravure de la terrasse de l'*Il-ga-chuz*, Ibid., 1876-77, pl. II, p. 42. [Pour d'autres exemples, également empruntés à la Colombie Britannique, voir G. M. Dawson, Ibid., IV, B, 1888-89 (*West Kootanie*), et VII, B, 1894 (*Kamloops*).]

[2. W. L. Dawson, *Glacial Phenomena in Okanogan County, Washington* (Amer. Geologist, XXII, 1898, p. 203-217); I. C. Russell, *The Great Terrace of the Columbia and other Topographic Features in the Neighbourhood of Lake Chelan, Washington* (Ibid., p. 362-369).]

3. J. D. Dana, in Ch. Wilkes, *U. S. Exploring Expedition during the years 1838 to 1842*, X, 1849, p. 670, 677

deux dépressions longues de plusieurs milles, où la marée remonte fort loin vers l'intérieur<sup>1</sup>.

Au regard des terrasses côtières de *Californie*, il règne des doutes. Au nord de Fort Ross, par 38°40' environ, se trouve d'après Becker une longue terrasse, offrant les caractères d'une ancienne plage; des trous de pholades y ont été observés sur un point à 100 pieds environ (30<sup>m</sup>,8), et, sur un autre point, à une hauteur à peu près double<sup>2</sup>.

Dans la baie de *San Francisco* et plus au nord, sur les rives de la baie de San Pablo (38°10' à 37°30'), les traces d'un mouvement négatif sont nettement visibles. Sur la rive nord du Lobos Creek, petit cours d'eau qui descend du Mountain Lake vers la mer, Blake a vu des coquilles actuelles et des galets à + 80 et à + 100 pieds [24-30 m.]; on connaît des vestiges semblables autour de San Francisco; ce ne sont pas seulement des bancs coquilliers mais encore des perforations dues aux mollusques lithophages qui se présentent autour de la baie, à des hauteurs diverses; toutefois, il ne semble pas qu'elles dépassent nulle part l'altitude de 100 pieds (30<sup>m</sup>,8)<sup>3</sup>.

A l'est de la ville de Santa Cruz, dans le Sud de la Californie, (36° 55'), il existe d'après Whitney deux terrasses très nettes et particulièrement continues à + 64 et + 263 pieds (19<sup>m</sup>,5 et 80 m.); le gradin inférieur forme une surface assez large, sur laquelle est bâtie la ville de Santa Cruz. Le cañon de Santa Maria, par environ 34° de lat. N., présente à son débouché sur la mer quatre terrasses étagées; la plus haute se trouve à + 148 pieds (45 m.), et

1. W. A. Goodyear, *Notes on the Geology of the Coast of Oregon* (Proc. California Acad. Sc., IV, 1872, p. 295-298). [Voir aussi J. S. Diller, *A Geological Reconnaissance in Northwestern Oregon* (17<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1895-96, pt. I, p. 441-520, pl. IV-XVI; en particulier, p. 479-490).]

2. G. F. Becker, *Notes on the Stratigraphy of California* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 19, 1885, p. 15, 16); Davidson signale à + 40 pieds une terrasse horizontale à Point Arena (Proc. California Acad. Sc., IV, 1871, p. 179); voir surtout son mémoire: *The Abrasions of the Continental Shore of Northwest America and the supposed ancient Sea-levels* (Ibid., V, 1873, p. 90-97 et pl. V.) Le même observateur expose de nombreuses observations relatives à des terrasses sur la côte de Californie et dans des latitudes plus septentrionales, il pense qu'elles auraient été produites par une calotte glaciaire couvrant tout le pays. Je dois renoncer à utiliser ces renseignements, parce que, comme l'auteur l'avoue lui-même, une grande partie de ces observations a été faite seulement du large. [Voir aussi A. C. Lawson, *The Geomorphogeny of the Coast of Northern California* (University of California, Bull. Dept. of Geol., I, 1894, p. 241-272).]

3. J. Blake, *On the Gradual Elevation of the Land in the Environs of San Francisco* (Proc. California Acad., III, 1863, p. 45, 46); Newberry, *Report on North California and Oregon*, in-4°, 1857, p. 13-15; Whitney, *Geology of California*, I, 1865, p. 102; Amos Bowman, *On Coast Surface and Scenic Geology* (Proc. California Acad., IV, 1872, p. 244). [Voir aussi A. C. Lawson, *Sketch of the Geology of the San Francisco Peninsula* (15<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1893-94, p. 399-476, pl. V-XII; en particulier, p. 463-468).]

Newberry confirme l'existence de bancs coquilliers récents dans plusieurs localités de cette côte<sup>1</sup>.

A l'extrémité nord du golfe de Californie, il semble s'être produit une série de changements des plus remarquables. On ne peut guère mettre en doute, après la description de Blake, que ce golfe se soit avancé beaucoup plus loin jadis à l'intérieur des terres, dans la direction du N.W., direction suivant laquelle les sierras de l'Arizona méridionale, venant du S.E., se rencontrent avec les chaînons montagneux de la Basse-Californie. C'est dans cet espace que se trouve comprise aujourd'hui une notable partie du désert du Colorado, située au-dessous du niveau de la mer ou dans le prolongement même de sa surface. On connaît sur la bordure occidentale du désert quelques rares lambeaux d'une formation marine tertiaire assez spéciale, renfermant des *Ostrea*, *Anomia* et *Pecten*. Tout le centre du désert est rempli par une formation argileuse d'eau douce à *Anodonta*, *Planorbis*, *Physa*, *Amnicola*, contenant aussi vers le sud des coquilles de *Gnathodon*. Il existe par endroits des terrasses sur les bords.

Le fleuve Colorado, dont le tracé sert à peu près de limite au désert du côté de l'est, coule plus haut que ce désert, et à partir du voisinage de son lit le sol s'abaisse graduellement vers le fond de la cuvette. Blake montre que, selon toute vraisemblance, dans le lac d'eau douce qui occupait l'emplacement du désert se sont accumulés les sédiments fins amenés par le fleuve, tandis que les matériaux grossiers se déposaient plus près de ses berges; ensuite, par le simple progrès des atterrissements, la mer s'est trouvée

1. J. D. Whitney, *Geology of California*, I, p. 165, 169. [Voir aussi A. C. Lawson, *The Post-Pliocene Diastrophism of the Coast of Southern California* (University of California, Bull. Dept. of Geol., I, 1894, p. 113-160, pl. 8-9); H. W. Fairbanks, *Oscillations of the Coast of California during the Pliocene and Pleistocene* (Amer. Geologist, XX, 1897, p. 213-245, pl. XV); W. P. Blake, *Oscillations of Level of the Pacific Coast of the United States* (Ibid., XXI, 1898, p. 164-165.) Whitney mentionne, d'après le Dr Cooper, sur les îles Santa Barbara et Catalina (34°-33°20') des terrasses allant jusqu'à 1000 pieds, mais il n'a pas visité les lieux lui-même (Ouvr. cité, p. 182). [Dans l'île San Clemente, W. S. T. Smith signale des terrasses marines très nettes jusqu'à 1500 pieds [457 m.] d'altitude (18<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1896-97, pt. II, p. 459-496, pl. LXXXIV-XCVI).] Les lignes de rivage voisines de Monterey sont mentionnées déjà dans Blake, *Reports of Explorations and Surveys for a Railroad from the Mississippi River to the Pacific Ocean*, V, 1856, p. 129, 186. A San Pedro également, on aurait trouvé une dent d'éléphant dans une ancienne formation de rivage. Oscar Loew pense que la Californie méridionale subit actuellement un relèvement de 5 pieds par siècle (Loew in Wheeler, *Annual Report upon the Geographical and Geological Explorations and Surveys West of the 100<sup>th</sup> Meridian*, in-8°, 1876, p. 184). Loew déduit en outre de raisons météorologiques que le Mexique, l'Arizona et l'Est de la Californie s'affaissent, tandis que l'Utah et la côte Californienne se relèvent; mais il est douteux que de telles conclusions puissent réellement découler des conditions pluviométriques (Ibid., p. 178).

séparée du fond du désert, puis le lac lui-même cessa de communiquer avec le fleuve et devint la proie de l'évaporation<sup>1</sup>.

Les observations dont je dispose sur les parties méridionales du golfe n'ont pas grand intérêt.

Rémond cite, aux environs de *La Paz* et de *Mazatlan*, des bancs de coquilles qui gisent à quelques mètres au-dessus de la mer et appartiennent à des espèces vivantes. Si ces amas ne représentent pas, ce qui est possible, des « rebuts de cuisine », les traces de mouvements négatifs arriveraient donc, dans ces parages, à dépasser le tropique du Cancer<sup>2</sup>.

Plus au sud, les données de ce genre me font défaut; mais bientôt après, au contraire, se présente une indication de nature opposée. D'après les observations du lieutenant Griswold, publiées après sa mort par Harper Pease, il y a lieu de regarder l'île *Clipperton* (10° 17' de lat. N., 109° 19' de long. W.) comme un véritable atoll. Une large ceinture corallienne se dresse d'une grande profondeur jusqu'à 15 pieds environ au-dessus de la mer, et forme l'enceinte ininterrompue d'une lagune. Sur le bord sud de la lagune s'élève, à 120 pieds d'altitude [36 m.], un rocher fissuré, sillonné de cavités et constitué par une roche volcanique grise fort altérée, qui se trouve rattaché au récif par une étroite langue de pierrailles coralliennes, résonnant sous le pied comme du métal. La lagune forme un étang tranquille, long de 2 milles marins et large de 1 mille, dont les eaux sont presque douces<sup>3</sup>.

**6. Conclusion.** — Nous venons de passer en revue les côtes des mers du Nord, et, écartant les illusions auxquelles peuvent donner naissance les « rebuts de cuisine », les barrages glaciaires dans les fjords, les terrasses fluviales et beaucoup d'autres causes, nous avons constaté sur tout ce pourtour les traces multiples d'un

1. Blake, *Pacific Railroad Reports*, V, p. 228-240; voir aussi J. S. Newberry dans J. C. Ives, *Report upon the Colorado River of the West*, in-4°, Washington, 1861, *Geological Report*, p. 49 et suiv. [De nos jours encore, un lac se reforme périodiquement dans cette dépression à l'époque des crues; J. W. Powell, *Scribner's Magazine*, October, 1891; J. W. Redway, *Geogr. Journal*, II, 1893, p. 170; E. Reclus, *Nouvelle Géographie Universelle*, XVI, *Les Etats-Unis*, 1892, p. 574-575, carte.]

2. Remond, *Anales Univ. Chile*, XXXI, 1868, p. 416.

3. Harper Pease, *On the existence of an Atoll near the West Coast of America, and Proof of its Elevation* (Proc. California Acad., III, 1866, p. 199-204). Je n'ai pas pu me rendre compte de la raison sur laquelle se fonde Pease pour conclure, d'après la description de Griswold, à un soulèvement de l'atoll d'environ 100 pieds. [Voir aussi Sir William J. Wharton, *Note on Clipperton Atoll, North-west Pacific* (Quart. Journ. Geol. Soc., LIV, 1898, p. 228-229, pl. XX-XXII); J. J. H. Teall, *A Phosphatized Trachyte from Clipperton Atoll* (Ibid., p. 230-233, pl. XXIII).]

mouvement négatif des lignes de rivage. C'est dans les latitudes voisines du pôle que les débris de coquilles sub-fossiles atteignent les hauteurs les plus considérables, et vers le sud les traces de ce déplacement deviennent moins fréquentes.

Partant des régions polaires, nous avons poursuivi ces indices sous la forme de terrasses étagées et de dépôts post-glaciaires, les couches de Champlain; Dana insiste sur leur diminution d'altitude vers le sud. Aux abords du 40<sup>e</sup> parallèle, elles cessent de jouer un rôle important.

De la même manière, nous les avons suivies vers le sud sur les côtes orientales de l'Atlantique, où elles empiètent sur le littoral de la Russie septentrionale, puis s'étendent, par-delà les parties basses de la Scandinavie, jusque dans l'Allemagne du Nord. A Kristiania, la hauteur du plan d'eau est encore évaluée à + 600 pieds, mais un horizon plus bas, à + 120 pieds, montre une faune de mollusques qui se rapproche beaucoup de la faune actuelle, et c'est cet étage qui possède la plus grande extension. Étant donnée l'extrême complication des phénomènes que présente la Méditerranée, il est très difficile de dire quelle amplitude ce déplacement négatif a pu y affecter. A cet égard, il convient de retenir que l'apparition dans le Sud des espèces du Nord correspond vraisemblablement au maximum d'expansion des glaces; qu'en Suède les bancs coquilliers à faune arctique sont plus récents que cette expansion, et que plus au nord, la faune arctique qu'on découvre dans les bancs coquilliers de grande altitude vit encore à l'époque actuelle.

Sur les côtes orientales de l'Asie, nous avons encore observé, au Japon, des terrasses à une hauteur médiocre; nous plaçons avec Richthofen la limite des changements nettement accusés à peu près à la latitude des îles Tchousan (30°).

Il y a plus de quarante ans, Dana avait déjà remarqué que sur la côte ouest de l'Amérique existent, jusqu'au 50<sup>e</sup> ou au 45<sup>e</sup> degré de lat. N., les traces d'un grand changement dans la situation relative des terres et des mers, et que vers l'Équateur ces traces deviennent plus rares ou font défaut, ou bien que l'on y voit apparaître des indices d'un déplacement en sens contraire<sup>1</sup>.

Ce résultat, la démonstration d'un mouvement négatif prédominant sur tout le pourtour du pôle, concorde avec les données de Howorth (II, p. 27) et d'autres observateurs. Mais il n'est guère

1. Dana, *in* Wilkes, *U. S. Exploring Expedition, etc.*, X, 1849, p. 670. 671.

possible de définir avec quelque précision la nature même de ces mouvements : il est très difficile de dire s'ils ont été uniformes, spasmodiques, ou oscillatoires; la dernière hypothèse semble cependant la plus vraisemblable. Les traînées de « bois de Noé » indiquent des marées extraordinaires, quel qu'ait été le niveau de la mer; et, même si l'on suppose un mouvement négatif absolument uniforme, des marées exceptionnelles de ce genre, capables de donner lieu à de pareilles traînées, ont pu se produire. Les terrasses en gradins elles-mêmes ne sont pas des indices absolument certains d'un mouvement procédant par saccades. Il y a plus de signification dans le fait qu'en Suède le banc coquillier inférieur se laisse si nettement distinguer par sa faune du banc supérieur, et que dans le Nord de la Norvège il soit si facile à reconnaître par sa couleur et par l'aspect des coquilles qu'il renferme. Encore plus frappante semble cette circonstance que, dans les limites de ce domaine et au cours de cette période, on ait noté aux Bermudes des indices d'un mouvement positif (II, p. 531).

Les premiers symptômes de l'approche d'une période froide sont fournis, en Angleterre, par les mollusques arctiques qui font leur apparition dans les couches du Crag, représentant le dernier terme de la série tertiaire. Le nombre des formes septentrionales va en augmentant, et enfin arrive la grande glaciation; mais celle-ci est interrompue par des oscillations, pendant lesquelles il n'y a plus de glaces et où un climat relativement tempéré règne, avec de vastes forêts et de grands animaux terrestres. Les glaces font un retour offensif, bien qu'elles s'avancent moins loin qu'auparavant; pour la première fois, nous reconnaissons alors avec quelque certitude en Écosse un séjour du rivage vers la cote 200 mètres, et c'est seulement ensuite que l'on commence à avoir une vue un peu plus nette du mouvement, négatif dans son ensemble, dont nous avons recherché ici les indices. La faune malacologique est encore et toujours arctique. Un peu plus tard seulement, sur un horizon inférieur, apparaissent en Suède quelques formes méridionales, d'ailleurs en très petit nombre. En Amérique, on constate déjà l'influence du Gulf Stream. La faune des bancs coquilliers du bas Ienisseï, décrite par F. Schmidt, montre une telle ressemblance avec la faune arctique actuelle qu'on peut, en somme, la regarder comme identique. Mais il ressort avec certitude des mêmes recherches que les cadavres de mammouths qu'on trouve dans la toundra ont été ensevelis dans des lacs ou des mares dont l'âge est plus récent que ces bancs de coquilles, ce qui montre qu'une notable

partie de ce mouvement négatif s'était déjà accomplie à l'époque où vivait encore le mammouth. Nous avons trouvé de même, à Calais, le mammouth au-dessus des coquilles marines actuelles (II, p. 671).

En dépit des incertitudes qui planent encore sur le détail des faits, il se dégage donc de cet ensemble de données que dans toute l'étendue des mers boréales, vers la fin de l'époque glaciaire, le rivage se trouvait à une plus grande altitude qu'aujourd'hui; mieux encore, longtemps après que l'époque glaciaire eut pris fin, lorsque la faune malacologique avait déjà acquis ses caractères actuels, les lignes de rivage ont continué à s'y maintenir partout à un niveau un peu plus élevé : la tendance négative prépondérante du mouvement, probablement oscillatoire, a été plus marquée vers le nord, et est allé en s'affaiblissant vers le sud. Mais, même dans ces mers, des déplacements ayant pu faire l'objet de mesures durant la période historique ne sont pas démontrés.

## CHAPITRE XIII

### LIGNES DE RIVAGE DES CÔTES ÉQUATORIALES ET AUSTRALES<sup>1</sup>

1. Côtes occidentales de l'Océan Atlantique ; partie moyenne et méridionale. — 2. Côtes orientales de l'Océan Atlantique : partie africaine. — 3. Côtes orientales de l'Afrique et côtes de l'Arabie. — 4. Côtes de l'Inde et de l'Indo-Chine. — 5. Côtes des îles Polynésiennes et côtes d'Australie. — 6. Côtes occidentales de l'Amérique du Sud.

1. **Côtes occidentales de l'Océan Atlantique ; partie moyenne et méridionale.** — Nous commençons au cap Hatteras. Les dépôts de Champlain, développés sous des latitudes plus septentrionales, ont disparu ; les terrasses se trouvent à une cote beaucoup plus basse. Dans la *Caroline du Sud*, il existe des gisements de phosphate très particuliers, en couches horizontales, qui occupent une grande superficie et contiennent, à côté de restes de mastodontes et d'éléphants, des débris de cachalots et probablement aussi de morses, ainsi que des armes en pierre taillée et des traces d'animaux domestiques ; Leidy y voit une formation accumulée pendant une longue période sur une plage basse<sup>2</sup>.

Nous avons indiqué plus haut les raisons qui tendent à faire rejeter l'hypothèse d'un mouvement mesurable, à l'époque actuelle, dans les Carolines, la *Floride* et les bouches du Mississippi. Nous

1. [Traduit par Georges Poirault].

2. J. Leidy, *Description of Vertebrate Remains, chiefly from the Phosphate Beds of South Carolina* (Journ. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, 2<sup>d</sup> Ser., VIII, 1877, p. 209-261) ; Brylinski, *Phosphates de Chaux de la Caroline du Sud* (Bull. Soc. Géol. de Normandie, II, 1875, p. 3-74). Pour une comparaison avec les couches de phosphate de la Craie d'Angleterre, voir A. J. Jukes-Browne, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, XXXI, 1875, p. 256-314. [Voir aussi R. A. F. Penrose, *Nature and Origin of Deposits of Phosphate of Lime* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 46, 1888), p. 60-70, pl. 1 : carte ; Wyatt, *The Phosphates of America*, in-8°, New York, 1891, p. 45.]

avons vu cependant que, sur toute la côte orientale de la Floride, on trouve une brèche coquillière s'élevant jusqu'à 10 et 20 pieds au-dessus du niveau actuel de la mer, d'où l'on doit conclure à un mouvement négatif, survenu à une époque récente (II, p. 526).

Dès 1853, Lyell attirait l'attention sur la régularité de la ligne sinueuse qui relie les *Bahama* aux Petites Antilles, et les descriptions de Nelson permettaient de soupçonner qu'il existe un noyau ancien à l'intérieur de ces îles. Pour Gabb, toutes les Bahama, du moins les parties situées à une certaine hauteur, représentent les fragments disjoints, mais actuellement encore horizontaux, d'une bande de terres autrefois continue. On a cherché, comme dans les Antilles, à y distinguer des calcaires marins très récents, post-pliocènes, pour lesquels Gabb avait créé le nom d'« Antillites »; mais je dois avouer que la ligne de démarcation entre les terrains tertiaires et les dépôts modernes ne me paraît pas encore avoir été fixée, dans cette région, avec toute la rigueur désirable. Les constatations faites à Sombrero semblent prouver qu'il s'est produit sur ce point une série d'oscillations (II, p. 527). A Antigua, on a même trouvé des formations miocènes de l'âge du calcaire à Orbitoïdes, s'avancant dans la mer sous forme de récifs. On se heurte ici, en cherchant à faire le départ de ce qui revient aux derniers mouvements, aux mêmes difficultés que dans la Méditerranée; nous devons donc nous borner à dire qu'à l'heure actuelle, on n'a aucune preuve d'un mouvement sensible, et que la présence de récifs coralliens avec polypiers vivants est absolument incompatible avec l'idée de changements négatifs à notre époque. Mais il y a partout des indices de mouvements négatifs antérieurs (fig. 124) dont une fraction plus ou moins importante remonte à l'époque tertiaire<sup>1</sup>.

Les côtes de la *Guyane* ne se prêtent guère à des observations

1. R. J. Nelson, *On the Geology of the Bahamas and on Coral-Formations generally* (Quart. Journ. Geol. Soc., IX, 1853, p. 200-215); (Ch. Lyell) Note, *Ibid.*, p. 202; W. M. Gabb, *On the Topography and Geology of Santo Domingo* (Trans. Amer. Phil. Soc., new Ser., XV, 1872, p. 103, 111); Gaussoin, *The Island of Navassa* (Amer. Journ. Sc., 2<sup>d</sup> Ser., XLII, 1867, p. 439). Anegada, d'après Cleve, a seulement 9 mètres de haut; R. H. Schomburgk en a décrit les récifs, *Remarks on Anegada* (Journ. R. Geogr. Soc. London, II, 1832, p. 152-170). P. Duchassaing a fait connaître les formations récentes de la Guadeloupe, *Essai sur la constitution géologique de la partie basse de la Guadeloupe, dite Grande-Terre* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2<sup>e</sup> sér., IV, 1846-47, p. 1093-1100), et *Observations sur les formations modernes de l'île de Guadeloupe* (*Ibid.*, 2<sup>e</sup> sér., XII, 1855, p. 753-759); Darwin, *Coral Reefs*, p. 261; Schott, *Die Küstenbildung des nördlichen Yukatan* (Petermann's Mittheil., XII, 1866, p. 127-130); Gabb, *Notes on Costa Rica Geology* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., IX, 1875, p. 203). Gabb décrit des terrasses fluviales sur la rivière *Mao*, à l'E.S.E. de Sabaneta (Saint-Domingue); elles n'appartiennent pas

de ce genre; elles sont plates et s'abaissent insensiblement sous la mer, comme on peut le voir aux environs de Georgetown, par exemple; un cordon de dunes de sable sépare ce liséré de terrain plat du continent, à plusieurs milles de distance de la mer<sup>1</sup>.

Sur la côte nord du *Brésil*, le rivage est en retrait jusqu'au delà de l'embouchure du Parnahyba. Da Silva Coutinho, qui a décrit le fait en termes très nets, attribue cette disposition à un affaissement du sol ou à un empiétement de la mer. Le puissant fleuve des Amazones, en dépit de la quantité d'alluvions qu'il charrie, ne peut se créer un delta; les grandes îles qui se trouvent à son embouchure (Marajo, Caviana et Mexiana) ne sont pas formées d'alluvions récentes du fleuve: en réalité, elles représentent des parties du continent que la mer a isolées. Elles sont destinées à disparaître, comme l'ont fait déjà des territoires importants. Cette lutte entre

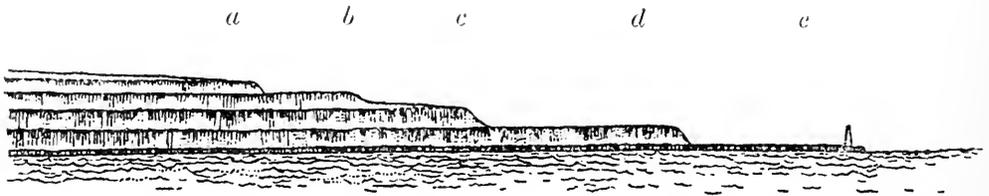


FIG. 124. — Terrasses marines de Cuba. Vue du Cap Maycí, promontoire oriental de l'île, d'après R. T. Hill (*National Geographic Magazine*, Washington, IX, 1898, p. 242).

*a, b, c, d*, anciennes falaises marines; *e*, récif corallien émergé.

l'eau salée et la terre se poursuit à travers tout un réseau de canaux et de lagunes, depuis Pará jusqu'au Maranhão. Lorsque Da Silva Coutinho visita cette contrée en 1867, il constata que deux phares qui trente ans auparavant se trouvaient à 500 mètres de la mer étaient baignés par les flots. La marée, qui pénètre avec une

à cette série de formations (Gabb, Mém. cité, p. 63). [Sur les Bahama et les récifs soulevés des Antilles, voir les travaux d'A. Agassiz et de R. T. Hill, mentionnés ci-dessus; p. 222, note 1 et 2, et p. 526-527, note 1; voir aussi A. J. Jukes-Browne and J. B. Harrison, *The Geology of Barbados* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLVII, 1891, p. 197-252, XLVIII, 1892, p. 170-225); J. W. Gregory, *Contributions to the Palæontology and Physical Geology of the West Indies* (Ibid., LI, 1895, p. 255-312, pl. XI); G. F. Franks and J. B. Harrison, *The Globigerina Marls and Basal Reef-Rocks of Barbados* (Ibid., LIV, 1898, p. 540-555). Sur la difficulté de séparer les couches pliocènes du Quaternaire dans l'Amérique centrale, voir A. Heilprin, *Geological Researches in Yucatan* (Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, 1891, p. 136-158). Sur les récifs coralligènes des Îles sous le Vent, qui atteignent 200 mètres d'altitude, consulter K. Martin, *Geologische Studien über Niederländisch West-Indien*. in-8°, Leiden, 1888, p. 79-136, cartes I-III. — Pour une comparaison des récifs des Antilles avec ceux de l'Insulinde, voir K. Martin, *Geogr. Zeitschr.*, II, 1896, p. 361-378.]

1. J. G. Sawkins, *Observations on British Guiana* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVII, 1871, p. 419-434). [Sur les bancs de coquilles émergés des environs de Surinam, voir K. Martin, Ouvr. cité, p. 199-203.]

force irrésistible dans les embouchures du fleuve et de ses divers bras, empiète perpétuellement sur les rives. Les animaux marins s'établissent dans des stations précédemment occupées par l'eau douce, et de longues lignes de palétuviers s'avancent vers la terre ferme, tandis que la flore terrestre proprement dite recule.<sup>1</sup>

C'est là ce qu'on observe sous l'Équateur; il est toutefois difficile de distinguer la part qui revient réellement, dans ce processus, à un mouvement positif, et celle qui tient à l'action des vagues.

L'île *Saint-Paul*, perdue dans l'Océan, n'a fourni aucune donnée importante relativement à la question qui nous occupe. Sur la ligne du ressac, Wyville Thomson a trouvé une bande rouge de Nullipores incrustantes<sup>2</sup>.

A l'est du Maranhão, au delà du cap San Roque, dans la partie du littoral comprenant le groupe des Abrolhos et jusqu'au cap Frio, c'est-à-dire environ du 1<sup>er</sup> ou 2<sup>e</sup> au 22<sup>e</sup> ou 23<sup>e</sup> degré de lat. S., s'étend la région des *récifs coralliens du Brésil*, dont l'étude, due principalement à Hartt, est de date récente. Les espèces constitutives de ces formations coralliennes sont presque toutes spéciales à cette côte; il y a bien quelques formes représentatives de celles des Antilles, avec lesquelles les affinités ne sont pas douteuses, mais un grand nombre de genres de polypiers caractéristiques de cet archipel font défaut. Les genres les plus importants sont *Acanthastræa*, *Favia*, *Heliastrea*, *Siderastræa*, *Porites*. Le cap Frio marque la limite méridionale de leur extension; dans la baie de Rio de Janeiro, en dépit de conditions très favorables en apparence, on ne trouve qu'une ou deux espèces d'*Astrangiâ*. Mais jusqu'aux Abrolhos, c'est-à-dire jusqu'au 18<sup>e</sup> parallèle environ, on voit le long de la côte des bandes de récifs coralliens véritables, coupés d'intervalles irréguliers; ces récifs sont généralement séparés de la terre ferme par un chenal navigable<sup>3</sup>.

1. Da Silva Coutinho, *L'Embouchure de l'Amazone* (Bull. Soc. Géogr. Paris, 5<sup>e</sup> sér., XIV, 1867, p. 321-334). [Sur le fleuve des Amazones et son régime, voir Elisée Reclus, *Nouvelle Géographie Universelle*, XIX, *Amérique du Sud, L'Amazonie et la Plata*, 1894, p. 118-148, pl. I, II : cartes; voir aussi C. Schichtel, *Der Amazonenstrom. Versuch einer Hydrographie des Amazonas-Gebiets auf orographisch-meteorologischer Grundlage* (Inaug.-Diss.), in-8°, 112 p., 5 pl., Strasbourg, 1893; A. Siemens, *Cable lying on the Amazon River* (read May 15<sup>th</sup> before the Royal Institution), in-8°, 16 p., London, 1896; F. Katzer, *Das Wasser des unteren Amazonas* (Sitzungsber. k. böhm. Ges. Wiss. Math. Phys. Kl., XVII, 1897, p. 1-38).]

2. C. Wyville Thomson, *The Voyage of the « Challenger », The Atlantic*, in-8°, London, 1877, II, p. 105, 108.

3. C. F. Hartt, *Remarks on the Brazilian Coral-Fauna* (Trans. Connecticut Acad. Arts and Sc., I, 1866-1871, p. 364 : en appendice à Verrill, *Notice of the Corals and Echinoderms collected by Prof. Hartt at the Abrolhos-Reefs*, Ibid., p. 351-364). Voir aussi, du même auteur : *Geology and Physical Geography of Brazil* in-8°, Boston, 1870,

Les documents relatifs aux mouvements de la ligne de rivage dans l'île *Fernando de Noronha* (3° 50' de lat. S.) sont très contradictoires. Les roches prédominantes sont des basaltes et des phololites; la petite île Booby est formée de grès calcaire. Rattray a conclu de la présence d'une ancienne ligne de haute mer et de certains affouillements sur l'île Booby à un soulèvement récent de ce groupe. Par contre Buchanan, qui depuis a visité ces îles avec l'expédition du *Challenger*, pense que la stratification des dépôts de l'île Booby est due à l'action du vent; cette stratification se poursuivant sous la mer, l'auteur en conclut que l'île s'est affaissée, ou même qu'elle s'affaisse encore<sup>1</sup>.

Un fait plus important pour notre enquête nous est fourni par les îles *Roccas*, qui se trouvent entre Fernando de Noronha et le continent: d'après la description de Hartt, elles présentent tous les caractères d'un récif corallien typique, édifié sous l'influence d'un déplacement positif des lignes de rivage.

Les récifs de *Pernambuco*, qui longent la côte à la hauteur du 8° degré de lat. S., ont été décrits par Hawkshaw, qui a cru y reconnaître les traces de mouvements intermittents. Les récifs de Parahyba do Norte (7°) et de l'île Itaparica, près de Bahia (12° 50') ont été étudiés par Rathbun. A Itaparica, la base des récifs est formée par des coraux; au-dessus viennent des Nullipores et, surtout dans les parties supérieures, d'innombrables tubes de Serpules. Ces récifs sont séparés de la terre ferme par un chenal où l'on trouve des coraux morts, recouverts d'une croûte de Nullipores et de Serpules; dans la baie de Bahia, toutes les espèces paraissent appartenir à des formes vivantes, sauf le *Mussa Harttii*. Une grande partie de ces récifs découvre à marée basse; Hartt l'indique formellement pour les récifs coralliens irréguliers qui, dans le Nord, avoisinent la ville de Maceio (État d'Alagoas) et qui se prolongent dans la direction de Pernambuco<sup>2</sup>.

p. 189, 204. [Voir aussi Mouchez, *Instructions nautiques sur les côtes du Brésil*, in-8°, Paris, 1876; E. Reclus, Ouvr. cité, p. 245, 247, 269, etc.]

1. A. Rattray, *On the Geology of Fernando Noronha* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVIII, 1872, p. 31-34). D'après les données de cet auteur, il existerait également dans l'île d'importants massifs de granite. Voir aussi Buchanan, in Wyville Thomson, *The Voyage of the « Challenger »*, II, p. 119. [Voir aussi T. S. Lea, *The Island of Fernando do Noronha* (Proc. R. Geogr. Soc., X, 1888, p. 428-431); *The Natural History of the Island of Fernando de Noronha* (Journ. Linnean Soc. London, 1890, May); John C. Branner, *The Geology of Fernando de Noronha* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XXXVII, 1889, p. 145-161, carte), et *The Æolian Sandstone of Fernando de Noronha* (Ibid., XXXIX, 1890, p. 247-257); H. N. Ridley, *The Raised Reefs of Fernando de Noronha* (Ibid., XLI, 1891, p. 406-409); H. v. Ithering, *Die Insel Fernando de Noronha* (Globus, LXII, 1891, p. 225-230).]

2. J. Clarke Hawkshaw. *Notes on the consolidated Beach at Pernambuco* (Quart,

Dans les *Abrolhos*, il existe des récifs frangeants. L'île de Santa Barbara en est entourée. Les descriptions que Hartt nous a données des récifs de Lixo, au nord-ouest des précédents, nous montrent que leur surface, qui est horizontale, est formée de polypiers morts; de profonds canaux la découpent, et à marée basse cette surface émerge de 2 pieds, tandis qu'à marée haute, en temps normal, elle est couverte. « Le récif, dit Hartt, est monté autant qu'il a pu; actuellement il n'est composé que de polypiers morts... On doit probablement attribuer sa hauteur à un soulèvement récent du continent. »

Le long de la côte brésilienne, on voit émerger de l'Océan des *Chapeiros*, c'est-à-dire des piliers formés de coraux, de quelques mètres de diamètre, se réunissant parfois de manière à constituer des masses plus étendues; les grands récifs sont entourés de piliers de ce genre. D'ordinaire, les récifs découvrent un peu à marée basse et présentent une surface remarquablement horizontale. Parfois, mais rarement, ils sont recouverts de terre<sup>1</sup>.

Ces faits semblent indiquer qu'il s'est produit sur cette côte un mouvement négatif, qui a déterminé l'émersion des récifs coralliens et partant la mort des polypiers constructeurs.

Les observations que Hartt a poursuivies sur le continent confirment cette interprétation. Un peu au nord de la rivière Santa Cruz, de grandes surfaces sont couvertes de coraux morts, asséchant à marée basse. A l'embouchure du Jequitinhonha, près de Belmonte (non loin de Porto Seguro), on voit sur la grève d'anciennes lignes de rivage. Des traces semblables se voient au *Pão d'Assucar*, près de Victoria, dans l'État d'Espirito Santo.

Pour des raisons que j'ai eu souvent l'occasion de rappeler, je n'attache que peu d'importance à la conclusion qu'on serait tenté de tirer de la présence d'une forêt submergée au sud de l'embouchure du Mucury, à l'ouest des Abrolhos, et qui serait en contradiction avec toutes les données précédentes<sup>2</sup>.

Au *cap Frio* et plus au sud, les indices de mouvements négatifs se multiplient; toutefois les données qui se rapportent à cette région demanderaient à être soigneusement vérifiées, car les gisements dont il s'agit dépassent à peine le niveau de la mer et

Journ. Geol. Soc., XXXV, 1879, p. 239-243); Rich. Rathbun, *Notes on the Coral-Reefs of the Island of Itaparica, Bahia, and of Parahyba do Norte* (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XX, 1878, p. 39-41; Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XVII, 1879, p. 326).

1. Hartt, *Remarks on the Brazilian Coral-Fauna*, p. 364; voir aussi Liáis, C. R. Acad. Sc., L, 1860, p. 762, et Marcel de Serres, *Ibid.*, p. 907.

2. Hartt, *Geology and Physical Geography of Brazil*, p. 220, 221, 224.

l'on y trouve des « rebuts de cuisine », des restes de sépultures et d'autres traces d'occupation par les races indigènes. On dit même que la barre qui protège le port de Cabo Frio a été élevée de main d'homme <sup>1</sup>.

Aux îles Maricas, entre le cap Frio et Rio, Hartt a trouvé dans les falaises de gneiss d'anciens trous vides d'*Echinometra Michelinii* et dans la baie de Rio même, à plusieurs pieds au-dessus du niveau des hautes mers, des dépôts de sable renfermant des coquilles d'espèces actuelles; les marais de l'État de São Paulo montrent des formations analogues <sup>2</sup>.

A Laguna, Capanema mentionne l'existence d'huîtres fixées sur des rochers de granite à plus de 2 mètres au-dessus des hautes mers. Mais on doit regarder tous les *sambaquis* ou amas de coquilles de cette région comme des restes du passage de l'homme <sup>3</sup>. En amont de Buenos Aires, à 6 ou 8 mètres au-dessus du niveau du Rio de la Plata, des bancs des coquilles sont exploités comme pierre à chaux; on y trouve des ossements de cétacés, mais aussi des débris d'anciennes poteries. Il n'en est pas moins vrai que des indices de mouvements négatifs existent dans la région; c'est ainsi que Stelzner a découvert bien plus en amont, dans ce même bassin du Rio de la Plata, à Rosario, des bancs de coquilles d'eau saumâtre situés à plusieurs mètres au-dessus du fleuve <sup>4</sup>.

Sur le *Rio de la Plata*, entre le 33° et le 35° parallèles, nous atteignons la région caractérisée par des terrasses si remarquables, où l'on voit les gradins successifs s'élever de plus en plus, à mesure qu'on descend vers le sud, jusqu'au delà du détroit de Magellan. D'après Darwin, on peut observer en quelques points cinq, ailleurs sept ou huit, peut-être même neuf lignes de rivage. Tou-

1. Annalen d. Hydrogr., VI, 1878, p. 170-171.

2. Hartt, *Geology and Physical Geography of Brazil*, p. 35, 71, 506.

3. G. S. de Capanema, *Die Sambaquis oder Muschelhügel Brasiliens* (Petermann's Mittheil., XX, 1874, p. 228-230); Wiener, Mittheil. k. k. Geogr. Ges. Wien, 2. Ser., IX, 1876, p. 486-489; K. Rath, Globus, XXVI, p. 174. [Sur les « rebuts de cuisine » des côtes du Brésil, voir aussi Wohltmann, *Ein Beitrag zu den Muschelbergen « Sambaquis » an der Ostküste Brasiliens* (Zeitschr. f. Naturwiss., Halle, LXIII, 1890, p. 305 et suiv.); Corresp.-Blatt D. Ges. f. Anthropol., XXII, 1891, p. 14, 30); H. v. Ihering, *Bemerkungen zur Urgeschichte von Rio Grande do Sul* (Verhandl. Ges. f. Anthropol., Berlin, 1893, p. 189-196); A. Löfgren, *Contribuicoes para a archeologia paulista. Os Sambaquis de S. Paulo* (Bol. Comm. Geogr. e Geol. do Estado de S. Paulo, n° 9, 92 p., 17 pl., 1 carte, 1893). — Pour une description du cordon littoral entre Laguna et Rio Grande, voir A. Hettner, *Das südlichste Brasilien, Rio Grande do Sul* (Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXVI, 1891, p. 111-118, pl. 2 : carte.)

4. Heusser et Claraz, *Essais pour servir à une description physique et géognostique de la Province Argentine de Buenos-Ayres*, in-4°, Zürich, 1863, II, p. 108-139; Stelzner, in Napp, *Die Argentinische Republik*, in-8°, Buenos-Ayres, 1876, p. 84.

tefois, il ne semble pas que les terrasses fluviales aient été partout suffisamment éliminées. C'est dans ce domaine que se montre l'étage querandinien de Doering, qui est probablement l'équivalent de l'étage de Champlain de l'Amérique du Nord. Comme ce dernier, il renferme la faune malacologique actuelle, et comme cet étage encore, il s'élève de plus en plus à mesure qu'on s'avance vers le pôle. A l'embouchure du Rio de la Plata ces dépôts de coquilles atteignent la cote de 20 ou 30 mètres, et dans l'extrême Sud la cote + 100, tandis que les terrasses qui les accompagnent montent jusqu'à 300 et 400 mètres (II, p. 518).

En traversant les montagnes à partir du Skyring Water, Rogers et Ibar ont constaté dans le haut bassin du Rio Gallegos (51° 45') que la chaîne est remplacée brusquement par une série de plateaux, dont l'altitude est uniforme. Le capitaine Fitz Roy avait signalé exactement la même disposition sur le Rio Santa Cruz, « comme si les plateaux constituaient le relief du pays, où des vallées se seraient encaissées<sup>1</sup> ».

En résumé, sur les côtes orientales de l'Amérique, nous voyons que les terrasses disparaissent au sud du 40° de lat. N. Sur la côte de Floride, nous trouvons des traces peu marquées de mouvements négatifs. Les Antilles ne nous apprennent rien de bien net, mais la présence de récifs de coraux à polypiers vivants exclut l'idée d'un mouvement négatif à l'époque actuelle. La Guyane ne nous fournit aucune indication, toutefois il n'y existe pas de terrasses. La mer empiète sur l'estuaire des Amazones, peut-être seulement par suite de l'action érosive du ressac. Puis apparaissent les récifs de coraux; dans la partie méridionale de leur domaine, les polypiers sont morts et les récifs assèchent à marée basse, ce qui tient vraisemblablement à un mouvement négatif.

Plus au sud, les indices de mouvements négatifs se précisent: sur les bords du Rio de la Plata, entre 30° et 40° de lat. S., on retrouve les terrasses du Nord, et l'étage querandinien s'élève de plus en plus à mesure qu'on s'avance vers le sud, exactement comme dans l'hémisphère boréal l'étage de Champlain et les ter-

1. R. Fitz Roy, *Extracts from the Diary of an attempt to ascend the River Santa Cruz, in Patagonia* (Journ. R. Geogr. Soc., VII, 1837, p. 114); voir aussi *Travels of the Adventure and Beagle*, II. Darwin était, comme l'on sait, le compagnon de Fitz Roy. — Rogers et Ibar, *Estudios sobre las aguas de Skyring, por el Comandante i Oficiales de la Corbeta « Magellanes »*, in-8°, Santiago, 1878, p. 66. Le capitaine Musters a, lui aussi, trouvé sur le Gallegos des terrasses bien développées; elles sont moins nettes, quoique également reconnaissables, sur le Cuheyl, qui se jette dans le Coy Inlet; J. C. Musters, *Unter den Patagoniern* (éd. allemande), 1873, *passim*.

rasses qui l'accompagnent atteignent des cotes de plus en plus élevées en s'avancant vers le nord.

## 2. Côtes orientales de l'Océan Atlantique; partie africaine.

— Les documents dont je dispose sur cette partie du littoral atlantique sont fort peu nombreux et par malheur présentent beaucoup d'incertitude. D'après Maw, les côtes marocaines montrent en maints endroits une ancienne ligne de rivage, correspondant aux traces analogues qu'on observe à Gibraltar; Maw l'a vue à des hauteurs variant entre 40 et 60 ou 70 pieds [12-20 m.] au sud du cap Spartel, dans la baie de *Tanger*, et à Mogador. Plus au sud, entre 29° 30' et 28° environ, la côte a été visitée par Duro; dans toute cette partie, elle présente des falaises discontinues, formées de grès rouge et blanc. Les restes du fort espagnol que les indigènes appellent Tagadir Roumi et qui est situé au sud du *Cap Noun* sont à l'heure actuelle très réduits, parce que la falaise qui porte le fort a été sapée par la mer, et non pas, comme l'ont cru certains voyageurs, par suite d'un affaissement du rivage. Des faits analogues s'observent à l'Oued Draa. Quand on a gravi la falaise, on voit devant soi une plaine qui s'étend à perte de vue<sup>1</sup>.

L'archipel des *Canaries* montre aussi des traces d'un mouvement négatif; je considère comme telles les restes de coquilles indiqués par Fritsch à Palma; ces débris, empâtés dans du sable et de l'argile, dans les fentes des falaises de basalte récent, se trouvent entre 20 et 40 pieds au-dessus du niveau de la mer [6 à 12 m.]. Quant aux dépôts analogues qui, dans les archipels de l'Atlantique, se montrent à des cotes supérieures, il est assez difficile de se prononcer sur leur âge: peut-être datent-ils de l'époque tertiaire<sup>2</sup>.

Au *cap Blanc*, d'après Belcher, l'atmosphère est toute chargée de sable, et il n'y a pour ainsi dire pas de végétation. Il suffirait d'un mois pour qu'un édifice d'une certaine dimension soit entièrement recouvert par le sable. Des coquilles marines y gisent sur le sol, notablement plus haut que le niveau des hautes mers<sup>3</sup>.

1. G. Maw, *Notes on the Geology of the Plain of Morocco and the Great Atlas* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVIII, 1872, p. 85-97, en particulier p. 86, 87); C. F. Duro, *Exploracion de una parte de la costa noroeste de Africa* (Bol. Soc. Geogr. Madrid, IV, 1878, p. 184-199); voir aussi W. Arlett, *Survey of some of the Canary Islands, and of part of the Western Coast of Africa* (Journ. R. Geogr. Soc. London, VI, 1836, p. 285-310).

2. K. v. Fritsch, *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XIV, 1862, p. 547. Dans cette note, il est même fait mention de fragments de coraux et de coquilles trouvés à 700 pieds [225 m. environ] d'altitude. J'estime que ces dépôts doivent dater de l'époque tertiaire.

3. Belcher, *Extracts from Observations on various Points of the West Coast of Africa, surveyed by H. M.'s Ship Aetna* (Journ. R. Geogr. Soc. London, II, 1832,

Dans plusieurs des *îles du cap Vert*, on trouve des dépôts récents de coquilles marines; ils ont été décrits par Darwin; P. Fischer en a étudié la faune, d'après les collections rapportées par de Cessac, qui provenaient en grande partie de São Thiago, où leur gisement se trouve à 18 mètres au-dessus du niveau actuel de la mer, entre deux coulées de basalte; à l'exception de deux espèces, toutes ces coquilles appartiennent à des formes vivantes<sup>1</sup>.

Aux *îles Mel* [archipel Bissagos], par 12° de lat. N., on trouve des récifs coralliens tout à fait accores; de longues flèches littorales et des lagunes bordent le continent, depuis 1° 13' jusqu'à 1° 34' de long. E. [Togo]<sup>2</sup>.

Au sud de l'*embouchure du Congo*, Pechuel-Lösche a trouvé des calcaires renfermant des coquilles d'huitres et formant des rochers de 20 pieds de hauteur [6 m.]; toutefois, je ne saurais dire quel est l'âge exact de ces dépôts<sup>3</sup>.

Nous possédons sur la constitution des côtes occidentales d'A-

p. 301). La côte est décrite par Aube, *L'île Arguin et les Pêcheries de la Côte occidentale de l'Afrique* (Rev. marit. et col., 1872, p. 470).

1. Darwin, *Geological Observations*, etc., 2<sup>d</sup> ed., p. 4-6; P. Fischer, *Sur les fossiles des îles du Cap Vert, rapportés par M. de Cessac* (C. R. Acad. Sc., LXXVIII, 1874, p. 503-506); Baron v. Barth, *Primo Relatorio do Commissão encarg. de explor. geol. de la Provincia de Angola* (Ann. da Comm. centr. perm. de Geographia, Lisboa, n° 1, 1876, p. 35-37). — Dans l'Atlantique Sud, à l'île Nightingale (groupe de Tristan d'Acunha), Buchanan a rencontré une ligne de rivage à 10<sup>m</sup>,8 au-dessus du niveau actuel, et les traces de mouvements négatifs paraissent monter plus haut encore (Proc. Royal Soc. London, XXV, 1876, p. 614).

2. U. S. Hydrographic Office, *The West Coast of Africa*, I, 1873, p. 150, 190; P. Langhans, *Das deutsche Gebiet an der Sklavenküste* (Petermanns Mitteil., XXXI, 1885, p. 211, pl. XI). Au cap Palmas, il ne doit y avoir ni récifs de coraux, ni dépôts importants de coquilles, car le Sénat de Palmas a offert une prime pour la découverte de pierres calcaires; Schönlein, *Zeitschr. Ges. f. Erdkunde*, Berlin, X, 1875, p. 431. D. Dohrn a eu l'obligeance de me dire qu'il n'a remarqué dans les îles du Prince aucune trace d'un changement de la ligne de rivage; il en serait de même, d'après O. Baumann, à Fernando Pô. [Sur les cordons littoraux des côtes de Guinée, voir E. Stromer von Reichenbach, *Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika*, in-8°, München-Leipzig, 1896, p. 200-201; E. Reclus, *Nouvelle Géographie Universelle*, XII, *L'Afrique Occidentale*, 1887, *passim*; M. Chaper, *Note sur la Géologie de la possession française d'Assinie* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIV, 1885-86, p. 105-112, carte). Consulter en outre les rapports des Missions Eysséric et Toutée, 1898.]

3. O. Lenz, *Petrefakten von der Loangoküste* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1877, p. 279). Zboïnski a rapporté du bas Congo des coquilles subfossiles appartenant à des espèces vivantes et dont le gisement serait à 200 mètres au-dessus du niveau de la mer (Bull. Soc. Belge de Géol., Bruxelles, I, 1887, Procès-verb., p. 30). Il doit y avoir là quelque erreur, car M. Baumann me dit que de pareilles altitudes n'existent qu'à une assez grande distance dans l'intérieur du pays; il les a gravies, ces collines, mais n'a rien vu de semblable. [Voir aussi J. Cornet, *Les dépôts superficiels et l'érosion continentale dans le bassin du Congo* (Bull. Soc. Belge de Géol., Bruxelles, X, 1896, Mém., p. 44-116); *Études sur la géologie du Congo Occidental* (Ibid., XI, 1897, Mém., p. 311-377, pl. VIII-IX). Pour d'autres indications bibliographiques, voir ci-dessus, p. 216-219, notes.]

frique un grand nombre de données, mais, d'une manière générale, nos connaissances sur ces régions sont encore très incomplètes. D'après Pomel, on trouve à l'embouchure du Sénégal et aussi très loin de là, sur les bords de la lagune d'Assinie, des coquilles quaternaires un peu au-dessus du niveau de l'Océan, mais il n'est pas certain qu'on n'ait pas affaire ici à des « rebuts de cuisine »<sup>1</sup>.

Les renseignements que j'ai pu rassembler sur les côtes de l'Afrique australe sont tout à fait insuffisants<sup>2</sup>, mais dans la *Colonie du Cap* il existe des traces très nettes de mouvements négatifs. Déjà Clarke signale aux environs de la ville du Cap la présence de lignes de rivage parallèles et de bancs de coquilles à des niveaux bien supérieurs au niveau actuel; d'après ce géologue, les environs de la False Bay et la Table Bay auraient été couverts de 60 brasses d'eau [110 m.], et le Cap serait devenu une île<sup>3</sup>.

Nous sommes donc autorisés à dire que depuis Gibraltar jusqu'au delà des îles du Cap Vert, les traces négatives, à une faible hauteur au-dessus de la mer, sont fréquentes; faute de données suffisantes, nous ne pouvons dire s'il en va de même sous des latitudes plus méridionales, mais au Cap de Bonne-Espérance nous relevons des signes incontestables de mouvements négatifs.

**3. Côtes orientales de l'Afrique et côtes de l'Arabie.** — Les indices dont nous venons de signaler l'existence au Cap se retrouvent sur de nombreux points des côtes du Sud de l'Afrique. Aux environs de *Port Elisabeth*, Stow, qui a fait une étude attentive des formations modernes, y rapporte certaines surfaces obliques, décapées dans des quartzites jusqu'à 180 pieds d'altitude (55 m.), et des sables où l'on a trouvé des coquilles marines jusqu'à 60 ou 70 pieds [18 à 21 m.] au-dessus du niveau de la mer. D'après Cohen, on trouve encore à Reuben Point, à l'entrée de la baie Delagoa, des sables marins avec coquilles jusqu'à 40 mètres, et ces dépôts pénètrent à 25 kilomètres dans l'intérieur du pays. Griesbach dit qu'il existe des indices d'un soulèvement récent sur toute la côte orientale d'Afrique; mais comme on a trouvé des traces de la présence de l'homme dans ces prétendues formations litto-

1. A. Pomel, *Le Sahara*, p. 25.

[2. A la Wallfisch Bay et aux environs d'Angra Pequena, H. Pohl et F. M. Stapff ont signalé des coquilles marines entre 20 et 30 m. d'altitude (*in* E. Stromer von Reichenbach, Ouvr. cité, p. 139).]

3. W. B. Clarke, *On the Geological Phenomena in the Vicinity of Cape Town* (Proc. Geol. Soc., III, 1838-1842, p. 422). A l'île Kerguelen, il existe une terrasse continue à + 6 mètres (Th. Studer, *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XXX, 1878, p. 346).

rales, à Natal, à Inanda et à l'embouchure du Zambèze, il se pourrait fort bien que ces dépôts fussent en partie des « rebuts de cuisine »<sup>1</sup>.

Griesbach croyait avoir observé plus au nord, autour de l'île Marsha, des récifs coralliens soulevés, et il attribue la formation des îles Bazarouto au soulèvement de ces récifs. La ville de *Mozambique* est bâtie sur des dépôts coralliens bas, horizontaux, et les travaux déjà anciens mais très détaillés des officiers des navires anglais Leven et Barracouta, qui ont fait le levé de la côte, montrent clairement qu'en s'avancant vers le nord, elle prend de plus en plus l'allure d'une vraie côte corallienne.

On a souvent signalé, en particulier, la chute brusque de ces récifs du côté du large. A Ibo, par 42° 20', une lagune s'étend entre le récif et la terre ferme. Le cap Delgado (10° 41') et les îles Querimba, le havre de Quiloa, l'île Mafia, Pemba sont autant d'exemples de formations coralliennes autour desquelles la sonde indique partout de grandes profondeurs. A Mombaaz également, une lagune s'étend entre le récif et le continent. Malgré ces indices, il est certain qu'il y a des traces de mouvements négatifs, sur les côtes même que bordent des récifs-barrières. D'après Burton, le Mrima, c'est-à-dire la côte au nord de *Zanzibar*, depuis le Roufidji jusqu'à Mombaaz, témoigne d'un exhaussement du sol; même, par places, on peut nettement reconnaître deux lignes de rivage distinctes, séparées par un palier horizontal. Cette description correspond à celle que Thomson donne des côtes de Dar-es-Salâm (6° 50' de lat. S.): là, il y aurait aussi deux ou peut-être même trois zones littorales successives; entre la première et la seconde, il se serait produit un arrêt dans le soulèvement. Plus au nord, en face de l'île Kiama (0° 40' S.), Brenner a constaté que les formations coralliennes pénètrent à plus de 3 kilomètres dans les terres, où elles cessent brusquement au pied d'un cordon de dunes boisées<sup>2</sup>.

1. G. W. Stow, *Some Points in South African Geology* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVII, 1871, p. 320, 522). Kraus a même signalé autrefois, sur le Grass rüggens, entre Uitenhage et Grahams Town, l'existence de dépôts d'huîtres à 600 ou 700 pieds d'altitude; *Ueber die geologischen Verhältnisse der Ostküste des Caplandes* (Amtl. Ber. XX. Versamml. deutsch. Naturf. und Aerzte, Mainz, 1842, p. 129); Bain dit de 20 à 300 pieds [6 à 90 m.], Trans. Geol. Soc., 2<sup>d</sup> Ser., VII, 1845, p. 191; E. Cohen, *Erläuternde Bemerkungen zu einer Routenkarte* (II. Jahresber. Geogr. Ges. Hamburg, 1875, p. 111); C. L. Griesbach, *Geology of Natal* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVII, 1871, p. 67); Rehmann mentionne les dépôts récents de sables marins autour de la baie Delagoa: *Das Transvaal-Gebiet* (Mittheil. k. k. Geogr. Ges. Wien, XXVI, 1883, p. 389).

2. (Lieut. Wolf), *Narrative of a Voyage to explore the shores of Africa, Arabia and Madagascar performed in H. M. S. « Leven » and « Barracouta », under direction of Capt. W. F. W. Owen*, in-8°, London, 1832, I, p. 187, 379, 425, 427; II, p. 2, 3, 9 et *passim*; Darwin, *Coral Reefs*, p. 76; Burton, *The Lake Regions of Central Equatorial Africa*

La présence de ces anciennes lignes de rivage sur des côtes bordées de lagunes et de récifs-barrières dont les pentes externes sont très accores ne doit pas étonner, quand on se souvient qu'il existe dans l'Océan Pacifique des récifs tabulaires atteignant une centaine de mètres de hauteur : des mouvements négatifs ont amené l'émergence de ces lambeaux, qui sont actuellement entourés de lagunes et de récifs vivants.

*Madagascar* est bordée en grande partie par un récif-barrière avec lagunes. D'après Wharton, les îles Farquhar (João de Nova), au nord de Madagascar, constituent un atoll avec lagune. De même, d'après Coghlan, le Banc de l'Abbé, au nord de l'île Maurice, est un petit atoll submergé, et sa surface se trouve entre 13 et 18 mètres au-dessous du niveau de la mer. C'est d'ailleurs la condition de beaucoup de récifs coralliens de ces parages. Niejahr dit que les îles Cosmoledo, qui sont disposées en cercle, enserment une véritable lagune<sup>1</sup>. Toutes les îles avoisinant Madagascar, depuis les Comores jusqu'aux Seychelles, à la Réunion et à l'île Maurice, sont, à peu d'exceptions près, entourées de récifs; néanmoins, on y observe souvent, en particulier à l'île *Maurice*, des indices de mouvements négatifs. A l'île *Rodriguez* se voit, à 20 pieds au-dessus du niveau de la mer, une ancienne ligne de rivage<sup>2</sup>.

(Journ. R. Geogr. Soc., XXIX, 1859, p. 35); Jos. Thomson, *To the Central African Lakes*, in-8°, 1881, I, p. 75, 94; R. Brenner, Petermann's Mittheil., XIV, 1868, p. 362. Le sol corallien de Zanzibar a été décrit par v. d. Decken, *Reisen in Ost-Afrika*, in-8°, 1869, I, p. 22. [Voir aussi E. Stromer von Reichenbach, Ouvr. cité, p. 12-14, carte (bibliogr.); A. Ortmann, *Die Korallenriffe von Dar-es-Salaam und Umgebung* (Zool. Jahrb., VI, 1892, p. 631-670, 1 pl.); O. Baumann, *Der Sansibar-Archipel. Ergebnisse einer 1895-96 ausgeführten Forschungsreise (Mafia, Sansibar, Pemba und ihre kleineren Nachbarinseln)*, gr. in-8°, 101 p., 4 cartes, Leipzig, 1899 (Wiss. Veröffentl. Ver. f. Erdkunde, III); W. Bornhardt, *Ueber die Ergebnisse meiner Reisen in Deutsch-Ostafrika*, in-8°, 33 p., Berlin, 1899.]

1. Grandidier, *Notes sur les côtes sud et sud-ouest de Madagascar* (Bull. Soc. Géogr., Paris, 5<sup>e</sup> sér., XIV, 1867, p. 384-394); Sibree, *The Great African Island*, 1880, p. 36; les indications de Guillemin relatives à une bordure de rochers basaltiques le long du rivage (Annales des Mines, 6<sup>e</sup> sér., X, 1866, p. 281) se rapportent probablement à des dépôts de transport d'origine volcanique. — Comm. Wharton (Shearwater), Hydrogr. Notices, 1879, n° 1; Lieut. Coghlan, *Ibid.*, 1877, n° 6; Capt. Friedrich (Brick « Hermann Friedrich »), Ann. d. Hydrogr., IV, 1876, p. 243-246. [Voir aussi A. Grandidier, *Les canaux et les lagunes de la côte orientale de Madagascar* (Bull. Soc. Géogr. Paris, 7<sup>e</sup> sér., VII, 1886, p. 132-140, cartes); E. Reclus, *Nouvelle Géographie Universelle*, XIV, *Océan et Terres Océaniques*, 1889, p. 75; *Guide de l'Immigrant à Madagascar*, in-8°, Paris, 1899, p. 170-200, 260-262, et les cartes de l'Atlas, notamment pl. X.]

2. Darwin, *Geological Observations*, p. 33; G. Clark, *Notes on the Geological Features of Mauritius* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXIII, 1867, p. 185-190 : un grand massif de calcaire corallien, dans l'intérieur du pays, serait constitué par des espèces qui ne vivent plus actuellement sur les côtes de l'île); R. v. Drasche, *Die Insel Reunion (Bourbon). Eine geologische Studie, mit einem Anhang über die Insel Mauritius*, in-4°, Wien, 1868, p. 27, 72, 73 (alternance de laves et de bancs de coraux); Balfour, Gulliver and Slater, *Rodriguez* (Phil. Trans., vol. 168, 1879, p. 209); E. Behm, *Die Insel Rodriguez*

En remontant au nord sur la côte d'Afrique jusqu'au delà de 10° de lat. N., on retrouve des traces très accusées de ce même mouvement négatif. Sur la côte des Medjourtines, dans le Nord du *pays des Somalis*, Revoil a même essayé, en s'appuyant sur ces indices, de reconstituer les anciennes limites de la mer, au nord de la presqu'île de Bender Gasim, Bender Khor et Méraja. Haggenmacher, en partant de Berbera, a rencontré dans l'intérieur des terres, à une distance de deux à quatre heures de marche du rivage actuel, des bancs d'huîtres et de coraux dégradés par les intempéries<sup>1</sup>.

Les faits que l'on constate sur la côte sud du golfe d'Aden préludent aux traces de mouvements négatifs qu'on peut suivre sur tout le pourtour de la *mer Rouge* et qui ont depuis longtemps attiré l'attention des voyageurs. Dès 1762, Carsten Niebuhr remarquait qu'au voisinage du puits de Moïse, « la mer semble s'être retirée à une grande distance », et il constatait le même fait sur la côte de Djeddah. A une époque où les idées de Darwin sur les récifs coralliens étaient encore à peine connues, Ehrenberg avait montré que, dans la mer Rouge, la différence entre les récifs-barrières et les récifs frangeants n'est pas très nette, et le même résultat a été formulé plus tard par Dana, comme on le sait, pour des récifs d'autres mers. Déjà en 1838 Rüppell essayait de donner une vue d'ensemble des bancs aujourd'hui émergés. Au nord, leur hauteur atteindrait 30 et 40 pieds; adossés aux terrains anciens, ces dépôts coralliens horizontaux s'étendent très loin vers le sud. A partir de 26° de lat. N. environ, par exemple à Djeddah, Massaouah et ailleurs, cette hauteur serait réduite à 12 ou 15 pieds. On aurait là une preuve évidente « qu'à une certaine époque, le niveau de la mer se trouvait relevé de 15 pieds dans la partie méridionale et de 30 à 40 pieds dans la partie septentrionale, par rapport au continent<sup>2</sup> ».

Depuis, on a trouvé ailleurs des traces d'anciens rivages à des

(Petermann's Mittheil., XXVI, 1880, p. 287-291, carte). [Voir aussi H. de Haga Haig, *The Physical Features and Geology of Mawilius* (Quart. Journ. Geol. Soc., LI, 1895, p. 463-471, carte); sur les récifs des Seychelles, consulter M. Bauer, *Neues Jahrb. f. Min.*, 1898, II, p. 163-219, pl. X, XI].

1. G. Revoil, *Voyage au pays des Medjourtins* (Bull. Soc. Géogr. Paris, 6<sup>e</sup> sér., XIX, 1880, p. 254-269); et *Voyage au Cap des Aromates*, in-8°, Paris, 1880; G. A. Haggenmacher's *Reise im Somali-Lande* (Petermann's Mittheil., Ergänzungsh. 47, 1874, p. 18).

2. Carsten Niebuhr's *Reisebeschreibung nach Arabien und anderen unliegenden Ländern*, in-4°, 1774, p. 225, 277; le même, *Beschreibung von Arabien*, in-4°, Kopenhagen, 1772, p. 403; Ehrenberg, *Ueber die Natur und Bildung der Corallenbänke des rothen Meeres* (Abhandl. Akad. Wiss. Berlin, XVIII, 1832, a, p. 381-432); Ed. Rüppell, *Reise in Abessinien*, in-8°, Frankfurt a. M., I, 1838, p. 140 et suiv., 183, 245 et II, 1842, p. 313.

cotes plus élevées encore; mais j'ai tenu à citer la description de Rüppell, malgré sa date, pour montrer combien ces anciens rivages, dont on peut suivre les traces horizontales sur de si grandes distances, frappent les observateurs attentifs. Ce sont ces mêmes traces que l'on a mentionnées à Suez comme constituant la série adossée ou descendante (I, p. 482); l'horizon correspondant à la cote de 200 pieds se prolonge jusqu'au Mokattam, près du Caire, et jusqu'à Ssedment, dans la vallée du Nil. Ces lignes ne sauraient résulter d'un mouvement de l'écorce terrestre.

Nos connaissances sur ces régions ne sont pas encore assez précises pour nous permettre de donner une vue d'ensemble des bancs émergés et des lignes de rivage qui entourent la mer Rouge. La plupart des données ont un caractère trop général, et quelques points seulement ont été l'objet d'une étude détaillée. C'est aux environs de Suez et dans la baie d'Akabah, souvent visitée par les naturalistes, que l'on connaît les horizons les plus élevés; il n'est pas douteux qu'on ait affaire là, non à un accident local, mais bien au contraire à un phénomène ayant affecté de grandes étendues.

A Tadjoura, à l'entrée de la mer Rouge, Rochet d'Héricourt a trouvé des formations marines récentes à 40 et 50 mètres au-dessus du niveau de la mer. Aubry a vu à Obok deux terrasses de calcaire corallien, l'une entre + 15 et 25 mètres, l'autre entre + 40 et 50 mètres; Courbon, dans la baie d'Adulis, en a rencontré à + 20 et à + 40 mètres; Heuglin a décrit aux environs de Souakin et de Tokar une large bande de dépôts marins modernes, et Botta signale des faits analogues dans l'Yemen; en Arabie, on donne à cette bande le nom de *Tehama*, et elle se poursuit jusqu'au détroit de Bab-el-Mandeb<sup>1</sup>.

C'est à Carter que nous devons surtout la connaissance de faits

1. Rochet d'Héricourt, C. R. Acad. Sc., XII, 1841, p. 732-735; Aubry, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XIV, 1885-86, p. 201-202; Courbon, C. R. Acad. Sc., LII, 1861, p. 426-433; Th. v. Heuglin, *Reise in N. O. Afrika*, I, 1877, p. 34; Lartet, *Géologie de la Palestine* (Annales des Sc. géol., I, 1869, p. 263); J. Milne, Quart. Journ. Geol. Soc., XXXI, 1875, p. 8, et dans beaucoup d'autres publications. Sur la variabilité actuelle du niveau de la mer, voir Klunzinger, *Zeitschr. Ges. f. Erdkunde*, Berlin, VII, 1872, p. 21. A Aden, Malcolmson signale la présence de coquilles fossiles à plus de 400 mètres d'altitude, mais Vélain n'a pas rencontré ce gisement; Ch. Vélain, *Description géologique de la presqu'île d'Aden et de l'île de la Réunion*, in-4°, Paris, 1878, p. 9. [Voir aussi L. Faurot, *Sur les sédiments quaternaires de l'île de Kamarane (Mer Rouge) et du golfe de Tadjoura* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XVI, 1887-88, p. 528-546, pl. IX, X); J. Walther, *Die Korallenriffe der Sinai-Halbinsel* (Abhandl. Math.-phys. Cl. K. Ges. Wiss. Leipzig, XIV, 1888, n° 10, p. 439-505, cartes, pl.); L. Baldacci, *Osservazioni fatte nella Colonia Eritrea* (Mem. descritt. della Carta Geol. d'Italia, VI, 1891, p. 33, carte géol.); A. Issel, *Morfologia e genesi del Mar Rosso. Saggio di Paleogeografia* (Congresso Geogr.

semblables sur la côte sud de l'Arabie. Cette côte est bordée d'un grès à miliolites, formé d'innombrables coquilles de Rhizopodes dont les chambres sont remplies d'un silicate de fer de couleur jaune. On retrouve ce même grès à miliolites sur la côte de l'Inde, dans le Kathiawar, où on le désigne sous le nom de « Purbunder-Stone »; à Bhoudj, dans le Katch, ce grès renferme des coquilles irisées et porte le nom de « Gold-Stone »; du Kathiawar il est exporté jusqu'à Bombay, comme pierre de taille tendre.

Ces dépôts marins récents, dont l'extension est si remarquable, se trouvent plaqués à différentes hauteurs contre les falaises qui constituent la côte de l'Arabie méridionale; on les a observés jusqu'à l'altitude de 150 pieds (45<sup>m</sup>,7). Sur un point, la présence de blocs isolés à des cotes supérieures tendrait même à prouver qu'ils montent beaucoup plus haut. Ce ne sont pas là, d'ailleurs, les seuls indices de mouvements négatifs : on voit des traces de lithodomes et des cavernes à différents niveaux, aussi bien sur la ligne actuelle du ressac que fort au-dessus. Ainsi, Carter a décrit dans le calcaire du Ras Hammar, qui fait partie du Ras Seger (Sejar), une caverne ayant 150 pieds de large et 50 de haut, et dont la voûte est perforée par des lithodomes<sup>1</sup>.

Ces traces de changement de niveau se poursuivent dans le *golfe Persique*, et, d'après Loftus, on rencontre des dépôts marins avec coquilles appartenant à des espèces vivantes fort loin dans l'intérieur du pays; ces mêmes coquilles ont été trouvées vers la base des atterrissements récents à 400 kilomètres du rivage actuel, c'est-à-dire à 240 kilomètres en amont du confluent de l'Euphrate et du Tigre. Or, dans leurs couches supérieures, ces dépôts marins semblent passer d'une façon insensible aux alluvions fluviales. Aux couches miocènes gypsifères plissées du bord externe de la chaîne du Zagros s'adossent des dépôts marins horizontaux, d'âge tertiaire supérieur : c'est ce que Blandford désigne sous le nom de « groupe du Mekran »; ces couches s'étendent depuis Bouchir jusqu'au cap Monze. Des dépôts marins beaucoup plus récents, le *Litoral-concrete*, se montrent sur la côte, généralement entre 20 et 25 pieds [6-8 m.] au-dessus du niveau actuel; ce sont eux qui ont fourni les

Ital., Firenze, 1899, in-8°, 17 p., 1 pl.); et les observations faites pendant la campagne de la *Pola* sur les côtes de la mer Rouge, par C. Natterer (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, LXV, 1898, p. 494 et suiv.).]

1. H. J. Carter, *Memoir on the Geology of the South Eastern Coast of Arabia* (Journ. Bombay Branch Asiatic Soc., IV, 1852, p. 21-96); *Notes on the Pliocene Deposits of the Shore of the Arabian Sea* (Ibid., IV, 1853, p. 443-448); et *Summary of the Geology of India between the Ganges, the Indus, and Cape Comorin* (Ibid., V, 1854, p. 312).

pierres dont est bâtie Bouchir; ils forment également le cap Djask, dans le golfe d'Oman; sur certains points on désigne sous le même nom de *Litoral-concrete* des bancs de coraux émergés (I, p. 352). La partie orientale de l'île de Kharak est formée de ce *Litoral-concrete*; elle est bordée par un récif corallien, et les deux formations ont beaucoup d'analogie. Blanford considère ces dépôts littoraux récents comme la suite de ceux que nous venons de signaler sur la côte méridionale de l'Arabie et jusqu'à Katch<sup>1</sup>.

Ainsi, le Sud de l'Afrique présente sur la côte orientale d'anciennes lignes de rivage assez haut au-dessus du niveau actuel, et ces terrasses marines sont encore à + 40 mètres dans la baie Delagoa. Nous manquons de données jusqu'à Zanzibar, mais à partir de ce point jusqu'à l'Équateur, il y a des traces évidentes d'émer-sion, même là où des lagunes et des récifs coralliens accores témoignent d'un mouvement positif à une époque toute récente. Sur tout le pourtour de la mer Rouge, sur la côte sud de l'Arabie et dans le golfe Persique, les preuves abondent également d'un mouvement négatif.

4. **Côtes de l'Inde et de l'Indo-Chine.** — En abordant l'étude des côtes de l'Hindoustan, nous devons rappeler une particularité remarquable que présente la côte occidentale. D'après Sowerby, la marée est presque nulle dans le Sud de la presqu'île; elle atteint 12 pieds à Bombay, 19 pieds à l'embouchure de la Tapti et 28 pieds au fond du golfe de Cambaye, où elle acquiert son amplitude maximum. De nombreuses rivières débouchent dans le golfe et leurs alluvions, retenues par la vague du flot, sont renvoyées sur la côte orientale de la presqu'île de Kathiawar, où elles s'entassent entre Diu, Jaffrabad et Goapanath. La barre de la Tapti s'étend également, et Sowerby estime que si Bombay semble s'exhausser peu à peu, cela tient, en fait, à ce que les sables ainsi entraînés s'accablent au large de l'île, en opposant un obstacle à l'arrivée du flot, et tendent de cette façon à abaisser le niveau moyen de la mer<sup>2</sup>.

1. W. K. Loftus, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, XI, 1855, p. 251; W. T. Blanford, *Note on the Geological Formations seen along the Coasts of Biluchistán and Persia from Karáchi to the head of the Persian Gulf, and on some of the Gulf Islands* (Records Geol. Survey of India, V, 1872, p. 41-45); le même, *Eastern Persia*, in-8°, II, 1876, p. 467 et ailleurs; voir aussi *Quart. Journ. Geol. Soc.*, XXIX, 1873, p. 501; W. A. Stiffé, *On the Mud-Craters and Geological Structure of the Mekran Coast* (Ibid., XXX, 1874, p. 50-53). [Voir aussi Genthe, *Der Persische Meerbusen* (Inaug. Diss.), Marburg, 1896.]

2. Will. Sowerby, *Memorandum on the Geological Action of the Sea on the South Coast of Kattyawar* (Trans. Bombay Geogr. Soc., XVIII, 1868, p. 96-104).

En dehors de cette circonstance, il existe dans les publications techniques de nombreuses données relatives aux phénomènes d'affaissement et de soulèvement qui se produiraient sur les côtes de l'Inde<sup>1</sup>.

Nous avons déjà vu (I, p. 60) que les affaissements observés dans la presqu'île de *Katch* résultent de tassements et de glissements, provoqués dans les alluvions par des tremblements de terre<sup>2</sup>.

Buist a décrit à *Bombay* une forêt submergée, sur laquelle Ormiston a pu donner de nouveaux renseignements à la suite de la construction des docks de cette ville. Les racines des arbres se trouvent à 12 pieds [3 m. 60] au-dessous du niveau de la mer. Blanford remarque à ce propos qu'à 1 mille anglais seulement de distance (1 600 m.) affleure le « Litoral-concrete ». Les Palétuviers (*Avicennia* et *Bruguiera*) qui constituent la forêt en question s'observent parfois aujourd'hui encore, à l'état vivant, au-dessous du niveau des hautes mers; de plus, ces bois sont perforés par des mollusques térébrants, ce qui témoigne de leur croissance dans une lagune salée. A mon avis, ces phénomènes n'ont rien à voir avec les mouvements qui ont amené l'émergence du « Litoral-concrete », et il en est de ces forêts comme de beaucoup d'autres signalées en Europe et dans le Nord de l'Amérique, où la submersion résulte d'un simple tassement local des alluvions<sup>3</sup>.

L'île de *Vaypi*, sur la côte du Malabar, a été citée comme un exemple de soulèvement moderne; en réalité, elle est constituée par un amas de sédiments marins, jetés à la côte par un tremblement de terre, en 1344 (I, p. 126).

Après avoir éliminé les faits dont il vient d'être question, on trouve que des dépôts marins très récents, comparables au calcaire à miliolites et au « Litoral-concrete », se montrent tout autour

[1. Pour un résumé de ces travaux, voir *Manual of the Geology of India*, 2<sup>d</sup> ed., rev. by R. D. Oldham, Calcutta, 1893, p. 391-426.]

[2. D'après R. D. Oldham, il y aurait lieu d'admettre que les faits en question sont réellement en rapport avec des mouvements du sol; *A note on the Allah-bund in the northwest of the Rann of Kutch* (Mem. Geol. Survey of India, XXVIII, pt. 1, 1898, p. 27-30, pl. I : carte). Voir aussi J. F. Blake, *On some superficial Deposits in Cutch* (Journ. Bombay Nat. Hist. Soc., XII, 1898-99, 1 pl.)]

3. G. Buist, *The Geology of Bombay* (Trans. Bombay Geogr. Soc., X, 1852, p. 178); le même, *Evidences of a general Vibration or Descent and subsequent Upheavement of the land all along the shores from Suez to Arracan* (Ibid., p. 213-217); H. J. Carter, *Notes on the Geology of the Islands around Bombay* (Journ. Bombay Branch Asiatic Soc., XXI, 1862, p. 176), rapporte un fait semblable pour Salsette; voir aussi, du même auteur, *ibid.*, IV, 1852, p. 166; G. E. Ormiston, *Submerged forest on Bombay Island* (Records Geol. Survey of India, XI, 1878, p. 302), et Medlicott and Blanford, *Manual of the Geology of India*, p. LXXI, note.

de la presqu'île de l'Hindoustan, bien qu'en lambeaux séparés par de grands intervalles. C'était déjà l'idée de Buist, acceptée par Blanford, et que sont venues confirmer de nouvelles observations; ces lambeaux, toujours horizontaux, ne sont pas partout à la même altitude, mais il est manifeste qu'en maint endroit les horizons supérieurs ont été détruits par l'érosion. Au *cap Monze*, des huitres sont fixées sur les rochers à 10 et 15 pieds [3 m. à 4 m. 50] au-dessus du niveau des hautes mers<sup>1</sup>. Les observations de Fedden dans la presqu'île de Kathiawar ont montré qu'une mince bordure de dépôts tertiaires récents suit la côte jusqu'au golfe de Cambaye, et que cette bande côtière est bordée extérieurement par une zone de roches à miliolites qui s'élève à plus de 60 pieds [20 m. environ] de hauteur et paraît même atteindre, dans l'intérieur du pays, une cote beaucoup plus élevée. Le bord septentrional de la presqu'île, sur le golfe de Katch, est accompagné de bancs de coraux à polypiers morts; malgré les nombreux indices de mouvement négatif que mentionne Fedden, étant donné les influences qui tendent à modifier le niveau de la mer dans cette région, je ne puis y voir de preuves décisives d'un soulèvement du sol<sup>2</sup>.

Les roches à miliolites et le « Litoral-concrete » sous leurs différents facies s'étendent, nous l'avons déjà dit, jusqu'à Bombay. Çà et là se montrent sous la latérite, le long de la côte occidentale, jusque très avant dans le Sud, des traces isolées de bancs situés à une faible hauteur au-dessus de la mer, et qu'on a rapportées sans raisons suffisantes, semble-t-il, au Tertiaire supérieur; enfin, à *Quilon*, on rencontre un grès calcaire formant des dépôts plus continus, qu'on regarde comme l'équivalent du grès de Cuddalore, sur la côte orientale. Au *cap Comorin* et plus loin encore, entre 8° et 9° de lat. N., les traces de mouvements négatifs se présentent avec beaucoup plus de netteté. Cette partie du littoral, de même que le Pont d'Adam, qui rattache l'île de Ceylan à la presqu'île de l'Inde, mérite de fixer quelque temps notre attention; en la décrivant, je me baserai sur les observations de Foote et, pour le Pont d'Adam, sur celles de Christopher et de Branfill, ainsi que sur les épopées indiennes<sup>3</sup>.

1. W. T. Blanford, *The Geology of Western Sind* (Mem. Geol. Survey of India, XVII, 1879, p. 184).

2. Fr. Fedden, *The Geology of the Káthiáwár Peninsula in Guzerat* (Mem. Geol. Survey of India, XXI, 1884, p. 53 et suiv.). L'auteur signale le calcaire à miliolites fort loin dans l'intérieur du pays, à la montagne de Chotila, à l'altitude de 1170 pieds [356 m.], mais sans y indiquer la présence de coquilles; ailleurs, il mentionne dans cette formation des mollusques terrestres. Ce point demande donc à être éclairci.

3. R. Bruce Foote, *On the Geology of South Travancore* (Records Geol. Survey of India, XVI, 1883, p. 30, carte, 1 pl.); le même, *On the Geology of the Madura and Tinne-*

Nous trouvons ici, à diverses hauteurs, des bancs horizontaux de calcaire et de grès calcaire contenant des coquilles qui se rapportent à des formes vivantes. L'un des affleurements les plus remarquables est le plateau de Kudung Kulam, à peu de distance au N.E. du cap Comorin : ce plateau, d'une longueur de 3 kilomètres et s'élevant à 48<sup>m</sup>,5 au-dessus du niveau actuel de la mer, est entouré de dunes de sable; c'est, à ma connaissance, la cote la plus élevée à laquelle de semblables dépôts aient été observés dans le Sud de la presqu'île indienne. La plupart des lambeaux se trouvent à une faible hauteur, et l'opinion de Foote, d'après laquelle ils date- raient des dernières phases de la période négative, est corroborée par ce qu'on peut voir ailleurs. Ces dépôts paraissent dépourvus de coraux; par contre, on en observe sur la côte et sur quelques- unes des îles adjacentes; le sommet de ces récifs coralliens, formés de polypiers morts, est recouvert de terre et de sable. On observe le même fait à *Ceylan*. Dans l'intérieur des terres, dit Richthofen, les calcaires coralliens n'affleurent plus à la surface du sol, mais les gens du pays ouvrent souvent dans les champs des carrières pour les exploiter. Tout le Nord de Ceylan, en particulier, a pour substratum des formations coralliennes<sup>1</sup>.

D'après Foote, l'île de Rameswaram est un ancien récif coral- lien dont le sommet se trouve aujourd'hui à 3 mètres au moins au- dessus du niveau de la mer<sup>2</sup>. Cette île est une des amorces de la flèche si remarquable connue sous le nom de *Pont d'Adam* (fig. 125). De la partie sud-est du continent, toute couverte de dunes, cette flèche s'étend vers le côté sud de la pointe de Rameswaram, et c'est dans ce tronçon qu'est situé, à Pamban, un canal naturel agrandi de main d'homme et qui, depuis longtemps, sert de passage aux navires. Déjà en 1484 (1480?), ce canal aurait été bouché par une tempête, et le fait s'est reproduit depuis à plusieurs reprises; les Anglais ont travaillé à l'approfondir. Le grès calcaire tendre de la flèche se débite en gros blocs rectangulaires, à tel point qu'on a voulu y voir une construction cyclopéenne. De Rameswaram, la

*velly Districts* (Mem. Geol. Survey of India, XX, 1883, p. 46 et 55-74, carte); Lieut. Christopher, *Account of Adam's Bridge* (Trans. Bombay Geogr. Soc., VII, 1846, p. 130-133); B. R. Branfill, *Physiographical Notes on Tanjore*, etc. (Journ. Asiatic Soc. Bengal, XLVII, part 2, 1878, p. 187).

1. F. v. Richthofen, *Bemerkungen über Ceylan* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XII, 1860, p. 329); voir aussi Schlagintweit, *Reise in Indien und Hochasien*, I, 1869, p. 147 (soulèvement de tout l'Hindoustan).

[2. Voir aussi Walther, *Mém. cité*, carte: R. Bruce Foote, *On Rameswaram Island* (The Madras Christian College Magazine, May, 1889; extr. Scottish Geogr. Mag., VI, 1890, p. 257-258).]

flèche court vers le sud-est. C'est d'abord un éperon sablonneux de 16 kilomètres de longueur, très bas, et qui au moment de la mousson du Sud-Est se trouve en partie submergé. Puis vient, sur une longueur de 30 kilomètres, une lacune, où se présentent d'ail-

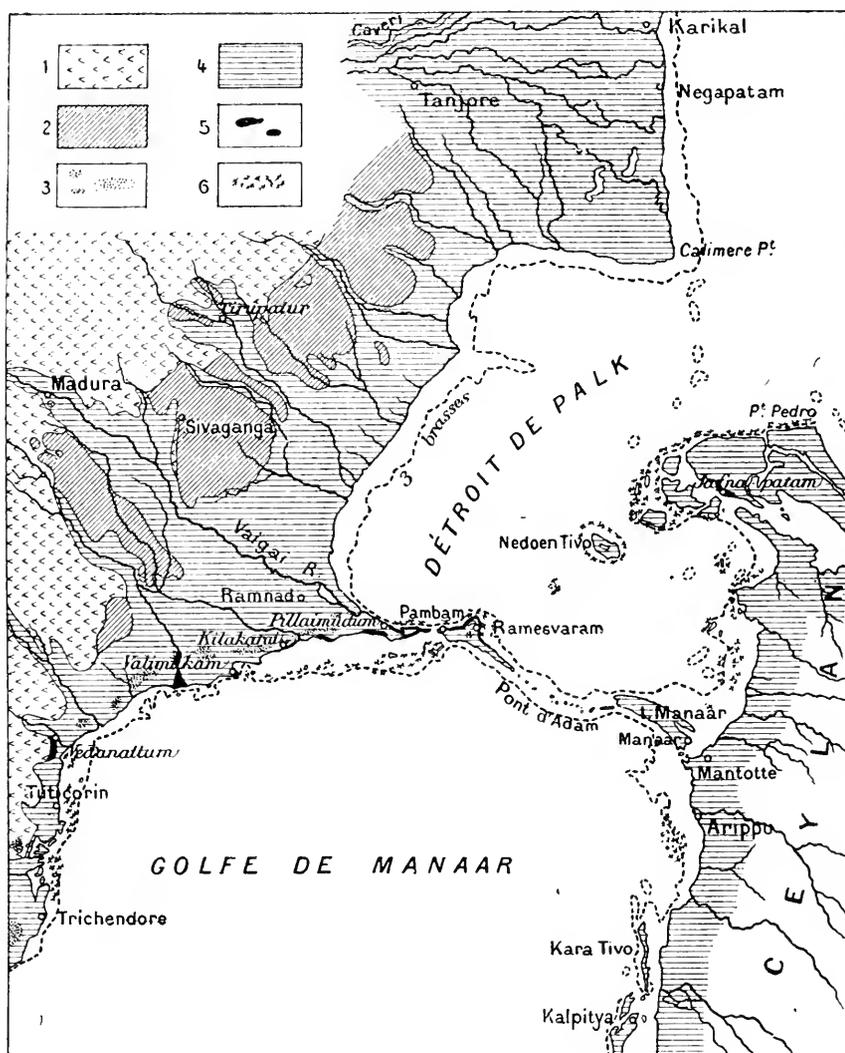


FIG. 125. — Le Pont d'Adam et les récifs coralliens du détroit de Palk, d'après J. Walther (*Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft* n° 102, 1891).

1. Gneiss; 2. Latérite; 3. Dunes; 4. Alluvions; 5. Dépôts marins sub-fossiles;  
6. Récifs coralliens. — Échelle de 1 : 3 000 000.

leurs de nombreux bancs de sables mouvants. La flèche reparait alors en s'élargissant, et elle se poursuit presque jusqu'au contact avec Ceylan. Partout elle est formée par le même grès calcaire tendre. Ce cordon littoral est le théâtre d'un des plus beaux épisodes de l'épopée du Ramayana.

Le héros Rama et sa tendre épouse Sita sont bannis pour un long temps dans les forêts et les déserts du Sud de l'Inde. C'est là

que Sita est enlevée par Ravana, roi de Lanka (Ceylan). Rama va faire la guerre à Lanka pour délivrer sa compagne fidèle. Avec ses alliés nombreux et puissants, « les hôtes des bois à la face de singe, qui combattent avec des troncs d'arbres et des quartiers de rochers », il jettera un pont sur la mer. La troupe est parvenue au rivage. Pensifs, Rama et les siens considèrent le vaste Océan; le vent l'agite et l'enflamme, et l'empire de l'onde ressemble au royaume de l'air et l'air est pareil à l'Océan; à l'horizon ciel et mer se confondent, percés tous deux l'un d'étoiles, l'autre de perles. Pendant trois nuits Rama, qui n'a jamais connu la défaite, invoque du rivage le dieu de la mer, demandant qu'il se montre à lui. A bout de patience il prend son arc, et voilà que la terre tremble pendant que le héros lance ses flèches, qui tombent comme un feu vivant dans les abîmes de la mer : tel Indra fait luire les éclairs. Les vagues s'élèvent hautes comme la montagne de Vindhya, et les monstres épouvantés se réfugient près du dieu de l'onde. Celui-ci paraît : sa couleur est celle du lapis avec des reflets d'or; il parle et dit à Rama : « C'est ton aïeul Sagara qui a creusé mon lit; c'est de là que me vient mon nom de Sagaride, c'est-à-dire celui auquel les flots obéissent. Je ne dois pas souffrir qu'un pont passe par-dessus mes vagues, car je ne veux pas que d'autres voient que l'on peut me vaincre. Mais si tu veux jeter une digue, le singe Nala peut l'établir; ni les monstres marins ni les tempêtes ne te seront redoutables, et j'écarterai les flots par amour pour toi et pour Nala. »

L'ordre est donné, des centaines et des milliers de singes robustes se mettent à l'œuvre. Ils déracinent des arbres et les jettent tout fleuris dans la mer, et par-dessus les arbres des arbustes et des lianes, puis de gros blocs de rochers, puis encore des arbres et encore des rochers. La digue est construite. Rama, son frère Lakshmana et avec eux Sougriva, Hanouman et autres preux de l'armée des singes la traversent pour entreprendre une guerre sans merci <sup>1</sup>.

Telle est l'origine qu'une légende bien antérieure à notre ère

1. Foote, Mém. cité, XX, p. 74. [Voir aussi Ph. Lake, *The Geology of South Malabar, between the Beypore and Ponnâni Rivers* (Mem. Geol. Survey of India, XXIV, pt. 3, 1890, p. 33-36), et surtout J. Walther, *Die Adamsbrücke und die Korallenriffe der Palkstrasse* (Petermanns Mitteil., Ergänzungsheft Nr. 102, 40 p., 2 cartes, 1891; extr., Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XVI, 1889, p. 318-328; Records G. S. I., XXIII, 1890, p. 115-119).] *Ramayana, Poema sanscritto di Valmici, tradutto per G. Gorresio*, in-8°, Paris, 1836, vol. IX, lib. V, Sundaracanda, p. 132, 141, 185-192. Pour la distinction entre la chaussée et le pont, voir p. 362, note 91. Je dois remercier ici M. le Prof. Bühler, dont j'ai mis à profit l'obligeante érudition. [Pour divers passages des épopées indiennes concernant le Pont d'Adam, voir Walther, Mém. cité, p. 2-3 (trad. de Griffith et de S. Goldschmidt).]

assigne au cordon littoral, et le poète ajoute : « Tant que durera la mer, cette chaussée et le nom de Rama subsisteront. » Aujourd'hui, on appelle encore Nalasetu, c'est-à-dire « pont de Nala », une série d'îlots; la ville indienne la plus rapprochée du point d'attache de cette flèche s'appelle Ramnad et son chef porte le titre de Setupati ou « gardien du pont ».

Il se peut que l'île de Ceylan ait été réellement rattachée autrefois à la péninsule indienne, et que la communication ait été rompue par un des formidables cyclones qui désolent ces parages; mais cela n'entraînerait pas nécessairement un changement de niveau du rivage. A la partie nord de la flèche est adossée une large bande d'alluvions modernes, provenant du continent. Cette côte est très sablonneuse et les dunes y occupent une grande surface. Sur les alluvions, un cours d'eau important, le Vaigai, se perd pour ainsi dire dans ses propres atterrissements, et c'est seulement au voisinage de la mer qu'il reparaît. La ville de Ramnad est bâtie sur cette même bande alluviale, qui certainement est plus récente que la partie ouest de la flèche comprise entre le continent et l'île de Rameswaram. Mais le mouvement négatif qui a amené l'émergence des récifs coralliens de Rameswaram et de Ceylan a peut-être commencé à se produire avant l'établissement de la flèche actuelle.

Les formations marines de la côte se rattachent étroitement à un grès calcaire dans lequel on n'a trouvé jusqu'ici que du bois fossile, et qui de là se continue vers le nord au voisinage de la mer; c'est le *grès de Cuddalore*. A Trichinopoli, au delà de Madras et jusqu'au delà du delta de la Kistna [Krichna], qui gagne de plus en plus sur la mer, on trouve, à plusieurs lieues de distance du rivage actuel, des coquilles se rapportant à des espèces d'eau saumâtre, ce qui prouve que l'influence de la mer s'est fait sentir jadis assez loin dans l'intérieur des terres. Au lac Chilka, dans le district d'Orissa (19° 40' de lat. N.), on voit des bancs de *Cytherea casta* et d'*Arca granosa* à 20 et 30 pieds [6 à 9 m.] au-dessus du niveau des hautes marées; ces deux espèces ont disparu du lac; *Cytherea casta* se trouve encore dans l'estuaire, plus en aval<sup>1</sup>.

En résumé, sur tout le pourtour de la presqu'île de l'Hindous-

1. H. F. Blanford, Mem. Geol. Survey of India, IV, 1862, p. 19; R. B. Foote, *On the Geological Structure of the East Coast from Latitude 15° Northward to Masulipatam* (Ibid., XVI, 1879, p. 92 et suiv.); Schlagintweit, Zeitschr. f. allg. Erdkunde, V, 1855, p. 163; W. T. Blanford, *On the Geological Structure and Physical Features of the Districts of Bancoorah, Midnapore, and Orissa, Bengal* (Mem. Geol. Survey of India, I, 1859, p. 275); et *Sketch of the Geology of Orissa* (Records, V, 1872, p. 59, 61 et suiv.). Neumayr signale l'*Arca granulosa* dans l'eau douce, au Yang-tsé Kiang (Neues Jahrb. f. Min., 1883, II, p. 22).

tan, on trouve des indices de mouvements négatifs. Les anciens observateurs avaient déjà été frappés de la généralité du phénomène, et Buist, dès 1850, concluait à un mouvement de « vibration » s'étendant sur tout l'hémisphère nord<sup>1</sup>.

Les indices négatifs reparaissent sur la côte est du golfe du Bengale. Même en laissant de côté les données contradictoires relatives au voisinage immédiat des volcans de boue, nous trouvons encore sur la côte ouest de l'île *Cheduba* un dépôt de plage et des trous de pholades à 20 pieds [6 m.] au-dessus du niveau actuel, et d'après Richthofen on peut voir des traces de mouvements négatifs à *Maulmein*. Autour des volcans de Barren Island et de Narcondam il n'y a rien de semblable; mais sur les côtes de l'île *Andaman* du Sud on voit nettement, d'après R. D. Oldham, d'anciennes lignes de rivage. Toutefois, selon cet observateur, depuis l'origine de l'accumulation des « rebuts de cuisine » à Port Mouat, c'est-à-dire depuis des centaines et peut-être des milliers d'années, il ne s'est pas produit de changements appréciables dans l'allure du rivage<sup>2</sup>.

Sur quelques-unes des îles *Nicobar*, on voit des banes de coraux émergés; Rink en décrit un à Bambuka; le mouvement négatif a porté sur 60 pieds au moins [20 m.] en hauteur; du côté de la mer, le récif se termine par une falaise, que borde une frange de polypiers vivants<sup>3</sup>.

Par contre, les données relatives à Sumatra sont très incertaines<sup>4</sup>; à *Java* elles sont plus précises, mais dans cette île l'amplitude du mouvement négatif n'aurait pas dépassé 10 à 15 mètres<sup>5</sup>. Junghuhn

1. G. Buist, *On the general Vibration or Descent and Upheaval, which seems at a recent geological Period to have occurred all over the Northern Hemisphere* (Journ. Asiatic Soc. Bengal, XIX, 1850, p. 300-309).

2. F. v. Richthofen, *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XIV, 1862, p. 367; F. R. Mallet, *The Mud Volcanoes of Rámrí and Cheduba* (Records Geol. Survey of India, XI, 1878, p. 190), et *The Volcanoes of Barren Island and Narcondam* (Mem. G. S. I, XXI, pt. 4, 1885, p. 15 : les prétendues traces d'un récent soulèvement à Barren Island ne sont pas réelles); R. D. Oldham, *Notes on the Geology of the Andaman Islands* (Records, XVIII, 1885, p. 143-145).

3. H. Rink, *Die Nikobarischen Inseln*, in-8°, Kopenhagen, 1847, p. 82, 109; F. von Hochstetter, *Beiträge zur Geologie und physischen Geographie der Nikobar-Inseln* (Reise S. M. Fregatte « Novara », in-4°, II, Wien, 1866, p. 98).

4. Sur les points où, comme à l'île de Nias, les terrains tertiaires ont été bien étudiés, on ne signale nulle part de récifs coralliens soulevés; voir par exemple Verbeek, *Jaarb. v. h. Mijnwez. in Ned. Oost-Indië*, IV, Deel I, 1876, p. 13. C'est d'après Jack que Darwin a parlé du soulèvement de Nias (*Coral Reefs*, p. 178 [trad. franç. Cosserat, p. 203-204]).

[5. Telle est aussi la conclusion de R. D. M. Verbeek et R. Fennema : « Le soulèvement de Java, dans la période moderne, n'est que de quelques mètres au maximum ». (*Description géologique de Java et de Madura*, in-8°, Amsterdam, 1896, II, p. 1016-1025).]

a rassemblé toutes les données relatives à la côte sud : il n'a trouvé pour les âges post-tertiaires qu'une différence de 20 à 25 pieds [6-8 m.] relativement au niveau actuel. D'après Richthofen, le récif émergé de Tjilaoet-eureun (II, p. 540) serait à 40 pieds [12 m.] au-dessus de la mer. Sur la côte orientale, Stöhr cite un récif corallien à + 15 mètres<sup>1</sup>. A mesure qu'on s'avance vers l'est, la distinction entre les formations tertiaires, quaternaires et modernes devient de plus en plus difficile, car là, à partir du Miocène, on manque absolument de points de repère. C'est en particulier le cas pour *Bornéo*, *Celebes* et les îles *Banda*. Déjà pour la Méditerranée, dans l'état actuel de nos connaissances, il n'a guère été possible de dire à quel horizon précis correspondent les bancs de coquilles les plus élevés des côtes de Suède; aux Antilles, où, comme dans la Méditerranée, des traces négatives se succèdent sans lacune depuis l'époque actuelle jusqu'à l'époque tertiaire, notre embarras a été plus grand encore; ici, nous nous heurtons à des difficultés de même ordre et, les recherches détaillées étant encore à leur début, toute conclusion serait prématurée<sup>2</sup>. Nous avons dit par exemple que les îles *Aroe* représentent un grand plateau émergé, que dominent des collines formées de dépôts tertiaires récents; mais en réalité on ne sait pas l'âge exact de ces couches, et il n'est pas possible non plus de dire à laquelle des nombreuses phases qui se sont succédé depuis l'époque tertiaire, et que l'on a reconnues en Europe, il convient de rapporter la formation du plateau. Un fait certain, c'est qu'on voit sur un grand nombre de points des bancs de coraux mis à sec, et ailleurs des forêts immergées dont la position actuelle est due à un tassement du terrain qui borde le rivage, comme en

1. Junghuhn, *Java*, in-8°, Leiden, 1850, II, 2, p. 1436-1448; Em. Stöhr, *Het rijzen der oostkust van Java* (Natuurk. Tijdschr. v. Nederl. Ind., XXIX, 1867, p. 76-81); J. Hageman, *Over het rijzen der kusten van oostelijk Java en Madoera* (ibid., XXX, 1868, p. 248-284); Richthofen, *Ueber Mendola-Dolomit*, etc. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXVI, 1874, p. 239-250); Stöhr, *Die Provinz Banjuwangi in Ost Java* (Abhandl. Senkenberg. Naturf. Ges., IX, 1874, p. 49 et suiv.). Sur le cours supérieur du Serajoe, dans les montagnes de Diëng, Edeling a décrit des terrasses qu'il compare aux « Parallel Roads » de Lochaber; Staring a montré qu'elles ont été produites par des éboulements successifs, qui barraient le cours du fleuve. Edeling, *Natuurk. Tijdschr.*, XXVIII, 1865, p. 395; W. C. H. Staring, *Over oude meer-oeverbanken op Java* (Versl. en Mededeel. k. Akad. Wetensch. Amsterdam, Afd. Natuurk., 2. R., I, 1866, p. 345-348).

2. On trouvera des renseignements sur cette région dans Reinwardt, Poggendorff's Ann., II, 1824, p. 444; A. R. Wallace, *On the physical Geography of the Malay Archipelago* (Journ. R. Geogr. Soc., XXXIII, 1863, p. 222 et suiv.); A. S. Bickmore, *Reisen im Ostindischen Archipel*, trad. allemande de J. E. A. Martin, in-8°, Jena, 1869, p. 71, 185, 288, 388. M. le Dr A. B. Meyer, de Dresde, a bien voulu me faire part de ses observations sur le Nord de Celebes. [Voir aussi K. Martin, *Zur Frage nach der Entstehung des ost- und westindischen Archipels* (Geogr. Zeitschr., II, 1896, p. 361-378) : signale des récifs relevés jusqu'à 400 m.]

tant d'autres régions du globe. C'est ainsi que Junghuhn rapporte qu'en 1820, dans la petite île Waï, l'une des Banda, probablement pendant l'une des éruptions prolongées d'un volcan voisin, le Goenong Api, un grand lambeau de terre s'est affaissé si profondément, avec les arbres qui le recouvraient, que les cimes de ces arbres arrivaient au ras du sol de la partie restée en place<sup>1</sup>.

Les traces négatives se continuent vers le nord. Rappelons ici les travaux de Drasche et de Montano sur les *Philippines*, ceux de Richthofen sur *Formose*. Je ne vois toutefois aucun moyen de préciser l'âge de ces formations. Il n'est guère possible non plus d'en déterminer l'altitude, car certains observateurs ont sans aucun doute confondu avec ces dépôts des calcaires tertiaires<sup>2</sup>.

Pour le *Siam*, faute de données, nous ne pouvons rien dire; les observations de Pallegoix, d'où l'on a voulu conclure à un mouvement du sol, sont relatives au progrès des atterrissements, au dire même de ce voyageur. L'allure des alluvions du bas Mékong (II, p. 276) montre qu'à l'époque actuelle cette partie n'a subi aucun changement notable. Bastian fait toutefois remarquer que Schomburgk aurait trouvé assez avant dans les terres, à Anghin sur le bas Ménam, des coquilles marines actuelles à + 60 pieds. Bocourt, d'après Ratte, a vu à Bangkok des coquilles marines, en particulier l'*Arca granosa*, associées à des espèces d'estuaire, à une hauteur assez considérable, et l'abbé Montrouzier aurait découvert assez loin de la mer des dépôts marins avec coquilles récentes. Il est presque impossible de dire si, dans plusieurs de ces exemples, on n'a pas affaire à des « rebuts de cuisine »<sup>3</sup>.

En négligeant ces dernières données, assez incertaines, tout le pourtour des côtes de l'Inde et de l'Indo-Chine, comme on le voit, montre de nombreux indices d'un niveau supérieur au niveau actuel. C'est le cas en particulier pour les côtes de l'Hindoustan, où une bordure tertiaire manque; au voisinage du cap Comorin, il y a des dépôts marins post-tertiaires à l'altitude de 48<sup>m</sup>,5; plus à l'est, les traces de mouvements négatifs se suivent jusqu'aux Philippines et à Formose, mais dans ces contrées, et en particulier au-

1. Junghuhn, *Java*, II, 2, p. 1435.

2. Cuming in Darwin, *Coral Reefs*, p. 178 [trad. Cosserat, p. 204]; v. Drasche, *Luzon*, p. 9, 40, 61, et ailleurs; Montano, *Archives des Miss. Scient.*, XI, 1887, p. 271 (soulèvement de la côte E. de Mindanao et du golfe de Davao); Richthofen, *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, XII, 1860, p. 539, 545.

3. Pallegoix, *Description du Royaume Thai ou Siam*, in-8°, Paris, 1854, I, p. 115; A. Bastian, *Die Hydrographie Hinter-Indiens* (Petermann's Mittheil., XII, 1866, p. 457); F. Ratte, *Notes sur l'Indo-Chine* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., IV, 1875-76, p. 519).

tour de la mer de Banda, les dépôts tertiaires abondent, et l'âge exact des divers banes n'est pas connu.

5. **Côtes des îles Polynésiennes et côtes d'Australie.** — Ce que nous venons de dire des îles de la mer de Banda est également applicable à la *Nouvelle-Guinée*. De nombreuses traces de mouvements négatifs y sont visibles, mais on n'a pas fait le départ entre ce qui revient à l'époque moderne et ce qui date des âges quaternaires ou tertiaires. Wallace, qui a séjourné trois mois à Dorey, dans le Nord de la Nouvelle-Guinée, dit que ce long promontoire, dont la hauteur est faible, consiste uniquement en formations coralliennes récentes, conservant leurs caractères jusqu'à 200 et 300 pieds d'altitude [60 à 90 m.]. Sur l'île Fergusson, très voisine de la côte sud-est, Moresby a vu à une centaine de pieds au-dessus de la mer de grandes masses de calcaire coralligène, associées à des roches volcaniques<sup>1</sup>.

Ces indices de mouvements négatifs se retrouvent sur les îles voisines, comme quelques exemples vont le montrer.

Dans la Katharine-Bay, en *Nouvelle-Irlande* (3° 11' de lat. S.), la côte présente en maint endroit, d'après Schleinitz, des abrupts de 10 à 20 mètres de hauteur. On voit distinctement, entre 5 et 8 mètres au-dessus du niveau actuel, des grottes creusées par les eaux marines, et « l'on a probablement affaire, là comme dans le Nouveau-Hanovre et dans la partie occidentale de la Nouvelle-Irlande, à un récif corallien soulevé, bien que la couleur et la structure de la roche, autant qu'on en peut juger à distance, rappellent plutôt le grès ». Il a déjà été question (II, p. 532) des terrasses marines des *îles Salomon*<sup>2</sup>. Aux *Nouvelles-Hébrides*, d'après Hosken,

1. A. R. Wallace, *Notes on a Voyage to New Guinea* (Journ. R. Geogr. Soc., XXX, 1860, p. 173); J. Moresby, *Discoveries in Eastern New Guinea* (Ibid., XLV, 1875, p. 156); Miklouho-Maclay dit qu'à la côte de Maclay des dépôts d'argile verdâtre contiennent des coquilles marines; Wilkinson compare cette argile avec l'argile tertiaire de Yule Island; mais, d'après Brazier, il ne s'y trouverait que des espèces encore vivantes; N. de Miklouho-Maclay, *Evidences of the Rising of the Maclay-Coast in New Guinea* (Proc. Linn. Soc. New South Wales, Sydney, IX, 1885, p. 956 et suiv.). — Près d'Annapata (Nouvelle-Guinée), on trouverait même à 600 pieds d'altitude (182 m.) des coquilles « semblables aux coquilles actuelles »; Stone, Proc. R. Geogr. Soc., XX, 1876, p. 331.

[2. D'après H. B. Guppy, ces îles présenteraient les traces de mouvements négatifs d'une amplitude tout à fait exceptionnelle : on y observe en effet, jusqu'à une hauteur de 900 pieds (275 m.), des formations coralligènes très minces, reposant sur des dépôts identiques aux boues à ptéropodes des mers actuelles, dont la faune indique, d'après H. B. Brady, des profondeurs de 150 à 600 brasses et plus (275-1100 m.); ces dépôts s'élèvent eux-mêmes, dans l'île Treasury, à 1450 pieds (350 m.). Quant aux terrasses marines, elles atteindraient à Ronongo 1600 pieds (490 m.); H. B. Guppy, *The Solomon Islands: their Geology*, etc., in-8°, London, 1887, p. 63-85 et 125-136; A. de Lapparent,

des traces de mouvements négatifs sont visibles dans la plupart des îles. Tout autour de Tanna, l'ancien rivage se trouve à 15 ou 30 pieds au-dessus du niveau actuel, et le bord est souvent affouillé par les vagues. Sur la côte méridionale d'Erromango, on voit, aussi loin que la vue peut s'étendre, cinq terrasses distinctes; dans l'île Sandwich, le sol s'élève également en terrasses jusqu'au pied des montagnes volcaniques de l'intérieur. Les îles Deception, Hat, Lopevi, Star Peak, Mota et Saddle présentent les mêmes particularités, et la terrasse inférieure correspond aux plages actuelles. Sur l'île de la Pentecôte, ces terrasses sont moins nettes, bien qu'on trouve dans l'intérieur de l'île, à une altitude assez grande, d'anciennes formations coralliennes<sup>1</sup>. Les grandes terrasses des îles *Loyalty* ont déjà été mentionnées, de même que la présence de dépôts tertiaires marins à *Viti Levu* [Fiji]<sup>2</sup>. Les îles occidentales de l'archipel des *Tonga*, au dire de Schleinitz, sont des plateaux couverts de buissons, avec des falaises à pic, affouillées par l'érosion le long de la ligne du ressac<sup>3</sup>.

Ainsi, on retrouve les lambeaux tabulaires, les terrasses marines et les anciennes lignes de rivage depuis la mer de Banda et la Nouvelle-Guinée jusque dans les îlots lointains, entourés d'un récif-barrière et d'une lagune, dont est parsemée toute la partie moyenne du Pacifique, jusqu'à l'île Henderson. A *Oahu*, dont la latitude est beaucoup plus septentrionale, on voit des récifs coralliens émergés, et Honolulu est en partie bâtie sur de semblables formations<sup>4</sup>. Seules des oscillations très générales des lignes de rivage ont pu laisser des traces sur des points aussi éloignés les uns des autres.

Revenons à la Nouvelle-Guinée.

Tenison-Woods a étudié les mollusques du calcaire jaune tendre de *Yule Island*; d'après lui, ces fossiles sont encore tertiaires, mais plus récents que le Miocène moyen du Sud de l'Australie, et il in-

*Leçons de Géographie Physique*, 2<sup>e</sup> éd., in-8°. Paris, 1898, p. 694. Autres indications bibliographiques, ci-dessus, p. 532, note 4.]

[1. Dans l'île Vaté (Sandwich), on signale des calcaires coralliens jusqu'à 1 000 pieds environ d'altitude (300 m.); Comm. Goodenough, in H. B. Guppy, Ouvr. cité, p. 66.]

[2. A. Agassiz, *The Islands and Coral Reefs of the Fiji Group* (Amer. Journ. Sc., 4<sup>th</sup> Ser., V, 1898, p. 113-123; et Bull. Mus. Comparat. Zool., XXXIII, 1899, 167 p., 120 pl. et cartes). Voir en outre, ci-dessus, p. 265, note 3.]

3. Capt. v. Schleinitz, *Die Expedition S. M. S. « Gazelle »* (Annal. d. Hydrogr., IV, 1876, p. 365); Lieut. Hosken, *Remarks about the New Hebrides Group* (Geol. Mag., Dec. 2, III, 1876, p. 82).

4. D'après Coan, *Coral Reefs of Hawaii* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., VIII, 1874, p. 466). [Voir aussi A. Agassiz, *The Coral Reefs of the Hawaiian Islands* (Bull. Mus. Comparat. Zool., XVII, n° 3, 1889, p. 121-170, 13 pl.).]

siste sur ce fait singulier qu'en Nouvelle-Guinée les traces d'un exhaussement du sol sont très fréquentes, tandis qu'elles manquent sur la côte orientale de la Nouvelle-Hollande<sup>1</sup>. Nous devons rappeler ici que les dépôts tertiaires marins qui, de la côte sud de l'Australie, par-delà le détroit de Bass, se prolongent jusque dans la partie sud du North Gippsland, n'ont été rencontrés ni sur la côte orientale du continent australien ni sur la côte orientale de la Tasmanie, ce qui tendrait à prouver qu'un effondrement s'est produit dans toute la partie orientale de ces contrées à une époque relativement récente (II, p. 261).

Si peu explorée qu'ait été la côte occidentale de l'Australie, on a cependant trouvé à Fremantle (32° de lat. S.) des bancs de coquilles qui témoignent d'un mouvement négatif. La faune de ces dépôts a un caractère tropical, et, comme pour la faune actuelle de Perth, son cachet est plutôt indien qu'australien<sup>2</sup>.

Le grand développement des récifs-barrières qui caractérise la Nouvelle-Guinée et les mers voisines se retrouve également, comme l'on sait, sur les côtes de l'Australie. Au nord-ouest, des formations coralliennes à polypiers vivants et à pentes très accores s'étendent jusqu'au Ritchie Reef, dont la pointe nord se trouve par 20° 16' de lat. S.; sur la côte orientale la Wide Bay, au nord de la baie de Moreton, marque l'entrée du canal qui sépare la côte de la Grande Barrière : les formations coralligènes s'étendent donc jusqu'aux environs du 28° parallèle<sup>3</sup>. Sur l'emplacement de tous ces récifs, au nord comme au sud, il est évident qu'un mouvement négatif ne peut pas se produire à l'heure actuelle; on serait plutôt fondé à admettre un déplacement positif. Tous les indices de mouvement négatif observables à l'intérieur du récif-barrière datent d'une époque plus ancienne que ce récif. Mais de semblables indices sont fort rares dans le Nord de l'Australie; tout au plus puis-je mentionner une observation de Rattray, qui signale au nord-est, à l'île Albany, des cavernes littorales creusées dans des grès, au-dessus de la ligne des hautes mers. Des formations insulaires, con-

1. J. E. Tenison Woods, *On a tertiary Formation at New Guinea* (Proc. Linn. Soc. New South Wales, II, 1878, p. 125-128 et 267). [Sur les terrains tertiaires et les dépôts récents de la Nouvelle-Guinée, voir ci-dessus, p. 266-267, notes.]

2. J. E. Tenison Woods, *On the extra-tropical Corals of Australia* (Proc. Linn. Soc. New South Wales, II, 1878, p. 296.).

3. Hydrographic Notice, 1879, n° 14; Annal. d. Hydrogr., VIII, 1880, p. 156. Le Récif d'Elizabeth, à 90 milles marins [166 kilom.] au N.N.W. de l'île de Lord Howe, par 29° 56' de lat. S., est encore un atoll avec lagune; Hydrogr. Notice, 1878, n° 20; Annal. d. Hydrogr., VI, 1878, p. 424-426. [Sur la « Grande Barrière » bordant la côte N. E. de l'Australie, voir ci-dessus, p. 540, note 2.]

sistant en débris de calcaire corallien, mais ne s'élevant pas à plus de 20 pieds [6 m.] au-dessus des basses eaux, comme à Raine, ne peuvent pas, d'après ce qu'on a constaté relativement à la hauteur de la muraille corallienne sur les atolls, être considérées comme des indices certains d'un mouvement négatif<sup>1</sup>.

Daintree déclare que sur les côtes du Queensland, on ne trouve nulle part de traces d'un soulèvement d'amplitude appréciable, à l'époque actuelle<sup>2</sup>.

Quand il existe, comme dans le Sud, des dépôts tertiaires, on voit aussitôt apparaître des indices de mouvements négatifs récents. En ce qui concerne le Gippsland, tous les auteurs s'accordent à admettre qu'à une époque assez tardive, assimilée au Pliocène, la mer recouvrait une grande partie de la contrée; elle arrivait, d'après Howitt, à 800 pieds [240 m.] et d'après Murray à 900 pieds [275 m.] au-dessus du niveau actuel; depuis, cette contrée s'est trouvée exondée par des mouvements oscillatoires qui se continuent peut-être encore de nos jours. Dans la colonie de Victoria, les traces négatives sont si nettes que Brough Smyth, en 1869, a émis l'opinion que tout le continent australien subissait un mouvement de bascule, suivant le mode que l'on croyait alors réalisé en Scandinavie et au Groenland. Le Sud se serait relevé pendant que le Nord s'affaissait, la charnière de ce mouvement passant à peu près par le 30° degré de lat. S. Woods a rassemblé de nombreux documents sur les anciennes lignes de rivage et les terrasses du Sud de l'Australie; Rawlinson décrit sur la côte du district occidental du Victoria trois niveaux successifs, un quatrième serait à l'heure actuelle en voie de formation<sup>3</sup>.

En *Nouvelle-Zélande*, Hochstetter était frappé dès 1859 de la

1. A. Rattray, *Geology of Cape York Peninsula* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXV, 1869, p. 298, 303). [Voir aussi A. C. Haddon, W. J. Sollas and G. A. J. Cole, *On the Geology of Torres Straits* (Trans. R. Irish Acad., XXX, pt. XI, 1894, p. 467 et suiv.).]

2. Daintree, Quart. Journ. Geol. Soc., XXVIII, 1872, p. 273. [Voir aussi R. L. Jack and R. Etheridge, *Geology and Palæontology of Queensland and New Guinea*, in-8°, 1892, p. 613-618.]

3. Howitt, Quart. Journ. Geol. Soc., XXXV, 1879, p. 34; R. A. F. Murray, *Geological Survey of Gippsland. Russell's Creek Goldfield* (Geol. Survey of Victoria, Rep. of Progress, VI, 1880, p. 39-47); R. Brough Smyth, *The Gold Fields and Mineral Districts of Victoria*, in-8°, Melbourne, 1869, p. 11; J. E. Woods, *Geological Observations in South Australia*, in-8°, London, 1862, p. 205 et suiv.; T. E. Rawlinson, *Notes on the Coast Line Formation of the West Districts and Proofs of the Uniform Conditions of Meteorological Phenomena over long Periods of time* (Trans. and Proc. Royal Soc. Victoria, XIV, 1878, p. 25-34) : il s'agit de la région comprise entre Warnembool et Belfast. [Sur les « plages soulevées », les forêts sous-marines et les « rebuts de cuisine » des côtes du Sud-Est de l'Australie, voir T. W. Edgeworth David and R. Etheridge, jun., *The Raised Beaches of the Hunter River Delta* (Records Geol. Survey of New South Wales, II, 1890,

grande analogie que présentent les terrasses et les formations littorales récentes de ce pays avec celles de l'Europe. « Nous devons avouer, écrivait-il en 1864, que la parfaite concordance des soulèvements ou des affaissements successifs, reconnus de part et d'autre de l'Atlantique, avec les mouvements post-tertiaires qu'a subis le sol de la Nouvelle-Zélande constitue pour le géologue un fait des plus frappants et des plus suggestifs<sup>1</sup>. »

La description que donne Cox des terrasses intérieures qui entourent le lac Te Anau ou celle qu'a publiée Mc Kay des terrasses marines du district oriental de Wairarapa confirment les analogies avec la Norvège<sup>2</sup>.

Il est d'ailleurs inutile d'énumérer les nombreuses observations que nous possédons sur cette région, Hutton les ayant réunies et en ayant donné un aperçu général. D'après ce naturaliste, on trouve en allant du nord au sud sur la rivière Thames, près d'Auckland, un ancien rivage avec coquilles marines à 10 et 12 pieds [3 à 4 m.] au-dessus du niveau actuel; sous la ville de Tauranga, des formations analogues à + 25 pieds [7 à 8 m.]; à Taranaki, ces dépôts, qui contiennent des coquilles actuelles, sont à 150 pieds [45 m.]; à l'entrée du détroit de Cook, les terrasses marines montent à + 200 pieds [60 m.]; sur la côte occidentale de l'île du Sud, des terrasses relativement récentes se montrent à 220 pieds [67 m.], et, d'après d'autres auteurs, à 400 pieds [120 m.]. A Amuri Bluff se voient trois terrasses, la plus élevée contenant des coquilles actuelles, à environ 500 pieds [150 m.]. Dans le Nord de la province de Canterbury, ces dépôts marins montent jusqu'à 150 pieds [45 m.]. A Oamaru on rencontre, à 500 et 600 pieds [150-180 m.], un limon fin contenant des coquilles marines; la même formation se montre sur la presqu'île de Banks, à 800 pieds d'altitude [240 m.]. A l'entrée des fjords de la côte sud-ouest on peut voir, comme en Scan-

p. 37-52, pl. III); A. J. Taylor, *Notes on the Shell Mounds at Seaford, Little Swanport* (Papers and Proc. Royal Soc. Tasmania, 1891, p. 89-93); W. Anderson, *Notes on the Shell-heaps or Kitchen-middens accumulated by the Aborigines of the Southern Coastal District* (Records Geol. Survey N. S. W., II, 1892, p. 52-60, pl. IV, V); E. J. Statham, *Observations on Shell-heaps and Shell-beds* (Journ. and Proc. Royal Soc. New South Wales, XXVI, 1893, p. 304-314); R. Etheridge, Jun., T. W. E. David, and J. W. Grimshaw, *On the Occurrence of a submerged Forest, with remains of the Dugong, at Shea's Creek, near Sydney* (Ibid., XXX, 1897, p. 158-185, pl. V-XI a.)

1. F. von Hochstetter, *Reise der österreichischen Fregatte « Novara », in-4°, Wien, 1864; Geologischer Theil, I, p. 265.*

2. S. H. Cox, *Report on the Geology of the Te Anau District* (Colonial Mus. and Geol. Survey of New Zealand, Report Geol. Explor., 1877-78, p. 118); Al. Mc Kay, *The Southern Part of East Wairarapa District* (Ibid., 1878-79, p. 85); pour le détroit de Cook, voir Crawford, *Trans. and Proc. New Zealand Institute, XVII, 1884, p. 342.*...

dinavie, une série de gradins qui s'élèvent jusqu'à environ 800 pieds [240 m.]. Ainsi, dans la partie septentrionale de la Nouvelle-Zélande, ces traces ne dépassent pas une faible altitude; vers le sud, au contraire, elles montent beaucoup plus haut.

Hutton avait déjà montré autrefois que la faune de ces dépôts diffère très peu de la faune actuelle. La Nouvelle-Zélande s'étend du 34° au 47° degré de lat. S., et les coquilles actuelles de la côte nord sont fort différentes de celles de la côte sud. Dans le détroit de Cook les deux faunes se mêlent, avec prédominance marquée des formes septentrionales, c'est-à-dire des formes des mers plus chaudes. A Wanganui, dans le détroit de Cook, les dépôts coquilliers très étendus qu'on range dans le « Pleistocène » contiennent 91 espèces, dont 81 vivent à l'heure actuelle dans les mers de la région. Sur ce nombre, 15 espèces, qui paraissent habiter encore le détroit de Cook, manquent à la côte d'Otago. Par contre le *Pecten radiatus*, qui ne vit aujourd'hui que dans le détroit de Foveaux et qu'on peut regarder comme une espèce des mers froides, se rencontre dans ces dépôts. Au-dessous de ces bancs coquilliers viennent des argiles bleues, considérées comme « pliocènes » et contenant 98 espèces de mollusques, dont 77 seulement se retrouvent encore dans les mers de la Nouvelle-Zélande; parmi ces espèces encore vivantes, beaucoup sont des formes des mers équatoriales; nous y trouvons toutefois le même *Pecten radiatus* et la petite *Drillia lævis* du détroit de Foveaux qui, en raison de l'exigüité de sa taille, a peut-être passé inaperçue plus au nord<sup>1</sup>.

Dans cette étude des côtes de l'Australie et des îles polynésiennes, il nous faut mettre à part les côtes orientales de l'Australie et de la Tasmanie, qui, pour bien des raisons, doivent être considérées comme jalonnant une fracture récente et où les traces négatives paraissent manquer complètement. A cette exception près, ces traces se retrouvent partout, souvent même à l'intérieur des récifs-barrières. Elles s'étendent depuis la Nouvelle-Guinée, à travers tous les

1. F. W. Hutton, *Sketch of the Geology of New Zealand* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLI, 1885, p. 212); le même : *Did the Cold of the Glacial Epoch extend over the Southern Hemisphere?* (Geol. Mag., Dec. 2, II, 1875, p. 580-583) [et *Report of the Research Committee appointed to collect Evidence as to Glacial action in Australasia in Tertiary or Post-Tertiary Time. 2. New Zealand* (Proc. Australas. Assoc. Adv. Sc., V, 1893, p. 232-240, 1 pl.). Voir aussi H. Hill, *On the Hawke's Bay Pleistocene Beds and the Glacial Period* (Trans. and Proc. New Zealand Inst., XXVII, 1895, p. 451-476, 688-689, 1 carte, 1 pl.), et *On the Hawke's Bay Plain, Past and Present* (Ibid., XXX, 1898, p. 515-531); C. F. Maxwell, *On alterations in the Coast-Line of the North Island of New Zealand* (Ibid., XXIX, 1897, p. 564-567.)

archipels du Pacifique, jusqu'à l'île Henderson et à Oahu<sup>1</sup>. Si l'on veut, avec Darwin, considérer les récifs coralliens à polypiers vivants comme une preuve d'un mouvement positif, il faut alors admettre que ce mouvement est plus récent que les traces négatives. Toutefois, sur la côte sud de l'Australie, notamment dans la colonie de Victoria, les indices de mouvements négatifs sont bien plus frappants et atteignent des altitudes plus élevées que sur les côtes des mers plus chaudes; et, dans la Nouvelle-Zélande, il est bien établi que ces lignes d'anciens rivages s'élèvent d'autant plus qu'on descend davantage vers le sud.

**6. Côtes occidentales de l'Amérique du Sud.** — Les îles *Galapagos*, de nature volcanique, sont séparées les unes des autres par d'assez grandes profondeurs. Pourtalès a trouvé jusqu'à l'île la plus méridionale du groupe, en dehors de la zone du courant chaud, plusieurs espèces de polypiers constructeurs en fragments épars; il semble bien improbable qu'ils aient été apportés là par des courants. Th. Wolf est très affirmatif pour contester qu'il y ait dans ces îles le moindre indice de soulèvement, c'est-à-dire de mouvement négatif<sup>2</sup>.

Sur la côte de l'*Ecuador* et jusqu'au Pérou, d'après Th. Wolf, la mer a entamé les grès sur une largeur de 10 à 100 mètres, établissant ainsi une sorte de chaussée naturelle qui, aux grandes marées, permet de longer les falaises en contournant les promontoires. Nous avons déjà dit que, dans l'Ouest de l'Amérique du Sud, Bibra, David Forbes et Darwin lui-même ont vu d'anciens tombeaux et des constructions placées si près de la mer qu'il est impossible que, depuis plusieurs siècles, le rivage de cette partie du continent ait subi des changements notables. Wolf, qui a étudié la côte de l'Équateur, confirme ce résultat pour les régions situées plus au nord. J'emprunte à une lettre de cet explorateur si actif ce détail que, dans la presqu'île de Santa Elena (province de *Guayaquil*), il existe des dépôts à coquilles marines d'espèces vivantes, contenant aussi

[1. Pour une carte montrant la distribution des récifs coralliens émergés dans l'Océan Pacifique, voir H. B. Guppy, *A Criticism of the Theory of Subsidence as affecting Coral Reefs* (Scottish Geogr. Mag., IV, 1888, p. 121-137, 2 pl.).]

2. Pourtalès, *Corals at the Galápagos Isles* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., X, 1875, p. 282); Th. Wolf, *Zeitschr. f. d. ges. Naturw.*, LIII, 1880, p. 281. [Voir aussi Alex. Agassiz, *Report on the Dredging Operations off the West Coast of Central America to the Galapagos*, etc. (Bull. Mus. Comp. Zool., XXIII, n° 1, 1892, p. 56-74, pl. IV et XIII-XXII); T. Wolf, *Geografía y Geología del Ecuador*, in-8°, Leipzig, 1892, p. 469-493; E. Reclus, *Nouvelle Géographie Universelle*, t. XVIII, *Amérique du Sud : Les Régions Andines*, 1893, p. 465-476.]

des restes de *Mastodon andium*. Des indices de mouvements négatifs datant d'une époque antérieure ne manquent donc pas dans cette région<sup>1</sup>.

Plus au sud, dans le Pérou, au Chili et jusqu'à l'extrémité australe du continent américain, les preuves de mouvements négatifs et en particulier les terrasses sont si fréquentes que depuis nombre d'années elles ont attiré l'attention des observateurs<sup>2</sup>. Cette allure de la côte américaine, bordée à l'est comme à l'ouest de gradins étagés, avait suggéré à Darwin l'idée que tout le Sud du continent, jusque vers le 30° parallèle, subit un soulèvement intermittent : dès 1838, le savant anglais, s'appuyant sur les idées alors en faveur et sur les connaissances acquises, s'efforçait de trouver un lien de causalité entre les volcans, les tremblements de terre et les terrasses de l'Amérique du Sud (II, p. 49). En 1843, Alcide d'Orbigny concluait de l'existence de ces terrasses que tout le continent s'était soulevé par saccades, exactement comme Kjerulf l'a supposé plus tard pour la Norvège. En 1848, Domeyko reconnaissait déjà la grande ressemblance de ces terrasses du Sud de l'Amérique avec celles de la Norvège, et il en tirait cette conclusion que les causes de ces phénomènes doivent avoir agi simultanément dans les deux hémisphères (II, p. 22)<sup>3</sup>.

La question présente ici des difficultés particulières. On n'a pas

1. Wolf, Mém. cité, p. 282 et suiv. D'après J. S. Wilson, il y aurait à l'embouchure du Rio Esmeraldas plusieurs terrasses peu élevées, qui se trouveraient aujourd'hui à une cote inférieure à celle du niveau des hautes mers et qui renfermeraient des restes d'industrie humaine; d'où l'auteur conclut à un affaissement récent du continent; mais cette observation demande à être vérifiée (Quart. Journ. Geol. Soc., XXII, 1866, p. 567-570). Voir aussi Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXIX, 1877, p. 412-415. [Voir aussi T. Wolf, *Geografía y Geología del Ecuador*, p. 284 et suiv., et *Über das westliche Tiefland Ecuadors* (Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XIX, 1892, p. 508-527); Baron H. Eggers, *Das Küstengebiet von Ecuador* (Deutsche Geogr. Blätter, Bremen, XVII, 1894, p. 265-289, carte).]

[2. Voir I, p. 124-137. Voir aussi E. Reclus, Ouvr. cité, XVIII, p. 505 et suiv.; E. W. Middendorf, *Peru. Beobachtungen und Studien über das Land und seine Bewohner*, II, *Das Küstenland von Peru*, in-8°, Berlin, 1894; V. Eguigüren, *Levantamiento del lecho del Rio de Piura* (Bol. Soc. Geogr. Lima, III, 1893, p. 459-462); R. Rey y Basadre, *Su-  
mersión bajo el Océano y posterior levantamiento de la Costa del Perú durante el actual  
periodo geológico* (Ibid., V, 1896, p. 461-468) : signale la présence, entre 8 et 9° de lat. S.,  
d'amas de troncs d'arbres entraînés vers le N. par le courant de Humboldt et formant  
aujourd'hui sur la côte, au-dessus du niveau de la mer, comme d'immenses remparts.  
Sur les terrasses de la côte du Pérou, voir S. F. Emmons, *Science*, New York, N. S.,  
V, 1897, p. 889.]

3. Ch. Darwin, *On the connexion of certain Volcanic Phenomena in South America; and on the Formation of Mountain Chains and Volcanos, as the Effect of the same Power by which Continents are elevated*; read 1838 (Trans. Geol. Soc., 2<sup>d</sup> ser., V, 1840, p. 605-610); Alc. d'Orbigny, C. R. Acad. Sc., XVII, 1843, p. 401; Domeyko, *Mémoire sur le terrain tertiaire et les lignes d'ancien niveau de l'Océan du Sud aux environs de Coquimbo, Chili* (Annales des Mines, 4<sup>e</sup> sér., XIV, 1848, p. 153-162).

constaté de soulèvement permanent des côtes à la suite des tremblements de terre (I, p. 124 et suiv.). La présence d'amphipodes marins dans le lac Titicaca, la découverte de coraux d'aspect récent à une altitude de 2900 ou 3000 pieds [900 m. environ], enfin l'existence de lagunes salées entre 7000 et 12500 pieds [2100 et 3800 m.] ont été invoquées comme preuves d'un soulèvement datant d'une période très rapprochée de la nôtre, mais nous avons déjà dit ce qu'on pouvait opposer à des arguments de cette nature (I, p. 722-723). Ce point doit être considéré comme résolu, et nous ne nous occuperons ici que de l'étude des terrasses.

La première difficulté à laquelle on se heurte, c'est l'existence simultanée de terrasses continentales et de terrasses marines. Le Huaraz et le haut Marañon sont bordés de terrasses fluviales, et il en est de même pour les nombreux cours d'eau qui descendent des Andes; à partir de l'île Chiloé, l'analogie avec la côte norvégienne devient frappante. Les montagnes sont tellement voisines de la mer qu'en une foule de points les débris qui en descendent s'avancent jusque sur la plage; et, quoique nombreuses, les données recueillies par les voyageurs sur la distribution de ces gradins sont absolument insuffisantes pour que l'on puisse dire, dans chaque cas particulier, s'il s'agit réellement d'un ancien rivage marin ou d'un des niveaux les plus bas de ces terrasses intérieures que l'on peut suivre très avant en remontant le long des entailles fluviales.

Sur d'autres côtes, la présence de coquilles marines nous a permis de distinguer ces différentes formations, mais ici on doit apporter beaucoup de prudence dans l'appréciation de ces caractères: d'une part, comme David Forbes le remarque, parce que souvent les oiseaux transportent des coquilles sur les hauteurs, exactement comme Steenstrup et Nordenskjöld l'ont constaté dans les régions arctiques, et aussi parce que là justement, en particulier dans le Sud, les «rebutts de cuisine» abondent. Maintenant encore, beaucoup de peuplades riveraines du Pacifique, dans l'Amérique du Sud, font des animaux marins, des mollusques en particulier, leur principale nourriture. Le capitaine Gormaz raconte que sur la côte de Llanquihue, dans le Sud du Chili, lorsque la mer baisse, des bandes de femmes vont «faire la marée» avec des paniers et des bâtons pointus; les oiseaux de mer s'abattent sur le rivage en poussant des cris aigus, parfois même les chiens, les porcs, les poulets vont également chercher à la mer la nourriture qu'elle leur donne en si grande abondance. Dans certaines îles comme Chiloé et Nao, les porcs

sont employés, à la manière des chiens truffiers, pour chercher des mollusques dans le sable. Les hommes n'interviennent qu'à l'époque des équinoxes et des solstices, qui leur est bien connue, pour amasser la réserve de nourriture nécessaire dans les mauvais temps; ils accumulent alors les coquillages en dehors de l'atteinte du flot. On trouve de semblables entassements à environ 5 mètres au-dessus du niveau de la mer au nord de Coihuin, non loin de Puerto Montt, où ils sont recouverts d'une épaisse végétation; l'espèce qui constitue en majeure partie ces amas, dont l'origine artificielle n'est pas douteuse, est la *Venus cineracea*, qui représente encore aujourd'hui la nourriture habituelle des indigènes<sup>1</sup>.

Ces réserves de nourriture portent le nom de *Cholcheñ*. Dans la Possession Bay, en Patagonie, L. Agassiz a vu à environ 150 pieds d'altitude [45 m.] une mare dont l'eau était deux fois plus salée que celle de la mer, et dont la profondeur, pendant la saison des pluies, pouvait atteindre 3 ou 4 pieds; on y trouvait un mélange de coquilles marines vivantes et mortes. Agassiz en concluait qu'à une époque toute récente, c'est-à-dire dans le cycle de vie de ces animaux, le sol avait dû s'élever de 150 pieds. Il me paraît bien plus probable, malgré la cote à laquelle elle se trouvait, que cette mare était un *Cholcheñ*<sup>2</sup>.

A Chilocé, au dire de Fonck, les indigènes emportent ces mollusques fort loin dans l'intérieur. Lorsqu'en 1854 des colons allemands arrivèrent pour la première fois sur les bords du lac de Llanquihue, le pays, dans un rayon de plusieurs milles, était couvert d'épaisses forêts. Ils n'en trouvèrent pas moins, à une altitude de 300 pieds et plus haut encore, de semblables « rebuts de cuisine », enfouis dans le sol de la forêt, avec des ustensiles en fer, des cruches d'argile, etc. On sait d'ailleurs qu'en 1638 une grande partie de la population indigène fut décimée par une épidémie, et Fonck pense que ceux qui échappèrent au fléau émigrèrent dans l'intérieur. C'est ainsi qu'une forêt deux fois centenaire a pu recouvrir les anciennes stations des habitants<sup>3</sup>.

Partout où, sous un climat peu élément, on rencontre de semblables « rebuts de cuisine », que ce soit dans le Sud du Chili, dans l'Oregon ou même au Groenland, leur emplacement est indiqué par

1. Capt. Gormaz, *Esploracion de la Costa de Llanquihé* (Anales Univers. Chile, XLI, 1872, p. 235, 253, 361; Mem. de la Marina de Chile, 1872, p. 203 et suiv.).

2. L. Agassiz, *Nature*, VI, 1872, p. 229 (Extr. de la New York Tribune).

3. F. Fonck, *Naturwissenschaftliche Notizen über das südliche Chile* (Petermann's Mittheil., XII, 1866, p. 468).

une végétation luxuriante, qui doit sa vigueur aux engrais que contient le sol. On ne peut nier que bon nombre de bancs de coquilles mentionnés par Darwin n'aient une origine artificielle. Darwin paraît d'ailleurs avoir été disposé à l'admettre, et il n'a pas caché ses hésitations. Nous n'en voulons pour preuve que les amas de *Venus* et d'huitres qu'il signale dans l'île Chiloé à 350 pieds d'altitude [106 m.], dans une terre noire, tourbeuse, couverte de hautes futaies, et sous lesquels il avait rencontré une corne de cerf (*Cervus humilis*). Un observateur aussi attentif que Darwin ne pouvait méconnaître, même à cette époque, que cette terre noire, où l'on trouve si souvent les coquilles en question, à Valparaiso notamment, et qui, le savant anglais le dit lui-même, dégage quand on la presse entre les doigts une odeur désagréable, rappelant celle d'un mélange de terre arable et de guano, ne pouvait avoir une origine marine, mais que c'était au contraire un humus terrestre; toutefois, le microscope lui ayant révélé l'existence dans ces dépôts de nombreux fragments d'animaux marins, il crut devoir s'en tenir à la première de ces hypothèses. Mais ce fait est sans importance<sup>1</sup>.

Si l'on parvient à distinguer les terrasses intérieures des terrasses marines et les « rebuts de cuisine » des bancs coquilliers déposés par la mer, on ne se trouve pas moins en présence d'autres difficultés, qui n'ont pu être levées jusqu'ici : il s'agit de la différence d'âge des bancs de coquilles, différence qui précisément, sur cette côte, est liée à des questions très spéciales.

Au sud-est de l'Amérique du Sud s'étendent, sur plus de vingt degrés de latitude, les dépôts tertiaires horizontaux de la Patagonie, qui offrent les mêmes caractères depuis le Sud jusqu'au bassin du Parana; les formations marines y alternent avec des formations terrestres. Nous avons vu que, d'après Doering, il faut distinguer à la base un étage marin, qui est peut-être éocène (*étage paralien*), puis des formations terrestres qui contiennent les restes de Mammifères rappelant ceux de la faune oligocène d'Europe; au-dessus vient un second étage marin, qu'il faut peut-être rattacher à l'Oligocène supérieur (*étage patagonien*) et qui est recouvert par des

1. Darwin, *Geological Observations*, 2<sup>e</sup> ed., 1876, p. 234, 242; Hahn partage ces hésitations pour Chiloé (voir son livre : *Untersuchungen über das Aufsteigen und Sinken der Küsten*, p. 91). Ph. Germain va jusqu'à croire que tous les bancs de coquilles mentionnés par Darwin dans ces parages ne sont que des « débris de cuisine »; Germain, *Observations sur les mouvements du sol dans l'archipel de Chiloé* (C. R. Acad. Sc., XCVI, 1883, p. 1806-1808). Les rebuts de cuisine ont été également décrits par D. Lovisato, *Appunti etnografici con acc. geologici sulla terra di Fuoco* (Cosmos, di G. Cora, VIII, 1884, p. 97 et suiv.).

dépôts tertiaires plus récents, consistant uniquement en formations terrestres. Cet ensemble, dont la partie supérieure porte des traces de dénudation, est couronné par des formations marines post-tertiaires : c'est l'*étage querandinien*, qui s'élève d'autant plus au-dessus du niveau de la mer qu'on s'avance davantage vers le sud (II, p. 513 et suiv.).

Cette série de dépôts indique des oscillations multiples et très régulières de la ligne de rivage. La présence de terrasses successives sur la côte occidentale pourrait faire supposer que l'époque tertiaire y a été marquée également par des phénomènes analogues; mais tandis qu'à l'est il existe de vastes plaines tertiaires, dont les couches alternantes s'étendent au loin sur la région des Pampas, à l'ouest on ne rencontre que des lambeaux isolés, sous des latitudes très diverses, et séparés les uns des autres par de grandes lacunes.

Dans les mers actuelles, les mollusques de l'Ouest diffèrent totalement de ceux de l'Est, et, d'une manière générale, de ceux de l'Atlantique. L'extrémité australe du continent forme aujourd'hui une limite très nette; toutefois Alcide d'Orbigny a trouvé au Chili, à Navidad (33° 54' de lat. S.), une espèce, le *Trochus collaris*, qui se montre à l'est, dans les formations tertiaires de la Patagonie. Quelques années plus tard, Sowerby a déterminé d'après les récoltes de Darwin 5 ou 6 espèces qui se trouvent à la fois à Navidad et dans les dépôts tertiaires de l'Est. Les travaux de Philippi ont porté à 9 ou 10 le chiffre de ces espèces.

Or, en étudiant ces dépôts tertiaires occidentaux, Philippi, dont l'autorité en ce qui concerne la faune méditerranéenne est incontestée, est arrivé à ce résultat remarquable que *les coquilles tertiaires du Chili ont plus d'analogie avec celles de la Méditerranée qu'avec celles des mers chiliennes actuelles*. Les genres *Chenopus*, *Conus*, *Terebra*, *Cassis*, *Cypræa*, *Solarium*, *Thracia*, *Corbula* et beaucoup d'autres, qui caractérisent la faune atlantique et notamment celle de la Méditerranée, ainsi que les dépôts tertiaires des régions méditerranéennes, se retrouvent dans les dépôts tertiaires du Chili, tandis qu'ils manquent aux mers actuelles de cette contrée<sup>1</sup>.

Pris isolément, ce fait peut sembler extraordinaire, mais il se rattache à toute une série de constatations qui ont été enregistrées dans cet ouvrage. Nous avons vu les formations marines du Trias se présenter avec les mêmes caractères sur tout le pourtour de l'Océan

1. R. A. Philippi, *Die tertiären und quartären Versteinerungen Chilés*, in-4°, Leipzig, 1887, p. 257.

Pacifique; au Chili, le terrain jurassique affecte le même facies qu'en Europe; il en est de même pour le Crétacé inférieur à Bogota et pour le Crétacé moyen de la Jamaïque. Nous avons vu que, dans les dépôts tertiaires des Antilles, on rencontre les coraux oligocènes de Castel Gomberto, et que le calcaire à Orbitoïdes y constitue, comme à Malte, la base du Miocène; on y retrouve même quelques Échinides du premier étage méditerranéen d'Europe. Ce sont là des traces de l'ancienne « Méditerranée centrale », qui, pendant l'ère mésozoïque et pendant la première partie de l'ère tertiaire, s'étendait dans le sens des latitudes, et le cachet européen des dépôts tertiaires du Chili montre que ce domaine n'a été séparé que fort tard, probablement au milieu ou vers la fin de l'époque tertiaire <sup>1</sup>.

Philippi a jeté, il y a plus de cinquante ans, les bases de nos connaissances sur les faunes tertiaires méditerranéennes, et nous a appris comment les formes de climat plus chaud disparaissent à l'arrivée des formes septentrionales, et comment la faune actuelle de la Méditerranée vient se rattacher à toute une série de faunes disparues dont elle constitue le terme le plus récent. Les travaux de ce naturaliste ont été le point de départ principal de toutes les observations qui ont servi à reconstituer peu à peu l'histoire de la Méditerranée. Après de longues années, ce savant a pu appliquer sa profonde connaissance de la faune méditerranéenne à l'étude de la série tertiaire du Chili, mais il est arrivé à ce résultat inattendu qu'au lieu d'une succession de faunes dérivant les unes des autres, et dont la dernière serait la faune actuelle, on trouvait au Chili : d'abord une faune de caractère méditerranéen; puis, un changement complet, la disparition de ce caractère méditerranéen et l'apparition d'une faune plus récente, considérée comme quaternaire et encore incomplètement connue, mais qui, dans ses traits généraux, est déjà la faune actuelle; et enfin la faune actuelle.

En Europe, on considère l'époque quaternaire comme caractérisée par une température basse. L'augmentation graduelle du nombre des espèces boréales dans le Crag anglais rend peu vraisemblable l'idée d'un refroidissement brusque; nous savons que de grandes oscillations thermiques se sont produites, et que les derniers mou-

[1. Peut-être faut-il voir un dernier écho de ces conditions dans les caractères que présente actuellement la faune marine superficielle des îles Juan Fernandez (35°40' de lat. S. environ), faune dont les affinités sont, non avec le littoral voisin, mais avec le Nord du Chili et le Pérou, à 15 ou 20 degrés plus près de l'Équateur; L. H. Plate, *Zur Kenntnis der Insel Juan Fernandez* (Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXIII, 1896, p. 221-229).]

vements négatifs sont postérieurs en date à l'apogée de la période glaciaire. La succession des faunes marines au Chili témoigne d'un fait d'un tout autre ordre, la disparition de la faune à cachet européen. Quelles sont les causes de cette disparition? Faut-il l'attribuer à un abaissement de la ligne de rivage, entraînant l'isolement de la côte occidentale, ou bien à la fermeture de l'isthme de Panama par des éruptions volcaniques, ou encore à l'arrivée du courant froid de Humboldt, qui suit aujourd'hui la côte ouest? Doit-on chercher une autre cause à ce phénomène, qui, du reste, peut tenir à tout un ensemble de circonstances? Nous en sommes pour l'instant, sur ce point, réduits aux hypothèses. Il n'est pas impossible, d'ailleurs, que ce changement ait coïncidé avec le début de l'époque glaciaire, mais nous n'en savons rien, et l'on peut dès lors se demander si les termes de « tertiaire » et de « quaternaire », tels qu'ils sont employés au Chili, ont vraiment la même signification qu'en Europe.

Il est évident, en présence d'un tel état de choses, que la méthode qui consiste à déterminer l'âge relatif des couches d'après la proportion d'espèces vivantes ne peut conduire à aucun résultat certain, car tous les sédiments qui se sont déposés avant la phase caractérisée par la disparition des types européens contiennent un si petit nombre d'espèces vivantes encore au Chili qu'on devrait, logiquement, les rattacher à l'Éocène. C'est d'ailleurs ce qu'ont fait Sowerby et Philippi. Les travaux étendus du second de ces naturalistes donnent respectivement pour les formes vivantes dans les dépôts tertiaires : à Coquimbo, où l'examen a porté sur 89 espèces, 2,5 p. 100 seulement; à Navidad (291 espèces), 1 p. 100; à Lebu (153 espèces), 1,5 p. 100. Ainsi, le cachet ancien a complètement disparu aujourd'hui. Mais cela ne nous fournit pas le moyen de déterminer l'âge exact des étages tertiaires.

Sur les côtes orientales de la Patagonie, les faunes terrestres intercalées entre les couches marines ont permis de préciser un peu plus les comparaisons avec la série européenne, en admettant, bien entendu, que les faunes terrestres qui comprennent des espèces représentatives des faunes d'Europe soient réellement synchroniques de celles de ce continent. Au Chili, on n'a plus ce point de repère, et les faunes marines des gisements tertiaires diffèrent notablement les unes des autres, de même que les faunes marines actuelles varient suivant les latitudes. Les 89 espèces tertiaires que l'on rencontre à Coquimbo et à Guayacan (30° de lat. S.) sont réduites à 7 ou 10 sur les points de la côte ouest situés sous des

latitudes plus australes, sans que l'on puisse dire si ce contraste tient à une différence de climat, d'âge, ou à quelque autre cause. Par contre Philippi insiste sur la ressemblance des dépôts de Santa Cruz en Patagonie ( $50^{\circ}$  de lat. S.) avec ceux de la côte orientale, et en même temps avec ceux de Navidad sur la côte du Pacifique ( $33^{\circ} 54'$ ). Les espèces communes me paraissent nettement se rapporter au *Piso patagonico* de Doering, qui représente probablement l'Oligocène supérieur.

A ma connaissance, on n'a fait jusqu'ici aucune tentative pour retrouver sur les côtes du Chili et du Pérou un équivalent du Miocène ou du Pliocène d'Europe<sup>1</sup>.

C'est maintenant seulement, après cette digression sur les tremblements de terre du Chili, sur la nécessité d'éliminer les terrasses intérieures et les « rebuts de cuisine », et sur la signification des termes « tertiaire » et « quaternaire » au Chili, que nous pouvons nous attacher à une étude plus attentive de quelques points particuliers de ce long développement de côtes.

Entre Mejillones et Antofagasta, à la hauteur du tropique du Capricorne ( $23^{\circ}$  à  $23^{\circ} 33'$ ), un tronçon indépendant de la Cordillère littorale, orienté du N. au S., fait saillie sur l'alignement général de la côte du Pacifique. Au nord s'élève le *Morro de Mejillones* (885 m.), et au sud le *Morro Moreno* (1250 m.); ce massif est rattaché au continent et au *Cerro Gordo*, le chaînon le plus occidental de la Cordillère, par une bande de terre dont l'altitude moyenne varie entre 60 et 70 mètres. Le *Morro de Mejillones* contient dans les sillons que l'érosion a creusés sur ses flancs d'importants dépôts de guano, sous lesquels Wilh. Krull a trouvé, à différentes hauteurs au-dessus du niveau de la mer, des traces d'anciens rivages, consistant en dépôts sablonneux avec coquilles marines, cailloux roulés et terrasses discontinues<sup>2</sup>. A ma prière, M. Krull a bien voulu

[1. Il résulte des études récentes de W. Möricke et G. Steinmann que l'étage de *Coquimbo* appartiendrait au Miocène supérieur ou au Pliocène, tandis que l'étage de *Navidad* représenterait la base du Miocène ou le sommet de l'Oligocène; W. Möricke und G. Steinmann, *Beiträge zur Geologie und Palaeontologie von Südamerika*, IV. *Die Tertiärbildungen des nördlichen Chile und ihre Fauna* (Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. X, 1896, p. 533-612, 3 pl.). De même dans le Nord du Pérou, entre Payta et Tumbes ( $4^{\circ}$ - $5^{\circ}$  de lat. S.), la série tertiaire embrasse une succession d'étages marins qui paraissent représenter tous les termes compris entre l'Oligocène supérieur et le Pliocène; J. Grzybowski, *Beiträge zur Geologie und Palaeontologie von Südamerika*, VIII. *Die Tertiärablagerungen des nördlichen Peru und ihre Molluskenfauna* (Ibid., Beilage-Bd. XII, 1899, p. 610-664, pl. XV-XX) : ici encore, les affinités des faunes sont nettement antilliennes et méditerranéennes. Enfin, dans le Nord de l'Équateur, à Uimbi ( $1^{\circ}$  de lat. N.), G. Schacko a signalé une faune marine contenant un certain nombre d'espèces actuelles et qu'il considère également comme pliocène (in T. Wolf, Ouvr. cité, p. 630-632).]

2. Domeyko, *Apuntes sobre el depósito de guano de Mejillones, sacad. d. l. cartas*

rechercher sur le Morro tous les vestiges d'anciennes plages et en déterminer l'altitude. J'extraits ce qui suit des obligeantes communications qu'il m'a faites.

Le Morro de Mejillones est un massif granitique dirigé N.-S. qui, vu du nord ou du sud, paraît élancé et conique, tandis que son profil, du côté de l'est ou de l'ouest, s'élargit en forme de dôme. Ce sommet arrondi couronne une croupe de même orientation qui, notamment au nord-est et à l'est, s'abaisse par une série de gradins et au pied de laquelle s'étale, à environ 200 pieds anglais [60 m.], un large plateau. C'est dans les gorges qui sillonnent le Morro, à une grande hauteur, qu'on trouve le guano, recouvert de dépôts détritiques. Un chemin de fer desservant les diverses exploitations fait le tour de la montagne, à des cotes variant entre 1 900 et 1 930 pieds [580-588 m.]. Une de ces anciennes gorges d'érosion a fourni près de 70 000 tonnes de guano de bonne qualité. C'est au-dessous du chemin de fer en question que se montrent les traces « d'un retrait périodique du rivage ou d'un exhaussement du sol, paraissant s'être produit par saccades ». Krull distingue plusieurs zones ou lignes de rivage aux cotes suivantes (en pieds anglais) : entre 1 640 et 1 600 [500 et 487 m.], à 1 430 [435 m.], entre 1 050 et 950 [320-290 m.], à 730 [222 m.], à 430 [131 m.], entre 360 et 350 [109-106 m.], à 130 [40 m.] et de 60 à 50 [18-15 m.]. On a trouvé des coquilles marines jusqu'à + 1 430 pieds (435 m.). Sur ces pentes inférieures, les dépôts de guano sont peu abondants; de nos jours, le guano se forme à l'extrémité nord de la péninsule, tout en bas, au niveau de la mer.

Quand bien même quelques-unes de ces plages seraient peu accusées ou incertaines, il n'en ressort pas moins des observations de Krull que sur ce point, où les terrasses intérieures font entièrement défaut, on observe des lignes de rivage très élevées, indiquant une longue série de changements à tendance négative prépondérante; et le Morro semble devoir être considéré comme ayant été une île à guano, à l'époque où le rivage se trouvait à la cote la plus élevée. Cette interprétation est confirmée par le fait que, dans le guano de cette station, Philippi a trouvé des restes d'oiseaux qu'il croit pouvoir rapporter à une espèce éteinte.

Sur la ligne du chemin de fer qui va de Mejillones au *Cerro*

*escritas por el Doct. Don Guill. Krull, etc. (Anal. Univ. Chile, 1878, p. 449). Près de Miguel Diaz (24° 25'), Philippi a trouvé des coquilles à + 270 pieds [87 m.]; malheureusement, elles ont été perdues; R. A. Philippi, Die sogenannte Wüste Atacama (Petermann's Mittheil., II, 1856, p. 36).*

*Gordo*, et qui s'élève presque jusqu'à la hauteur du *Morro*, on a trouvé, d'après Krull, des bancs entiers de coquilles. Philippi rapporte que Vidal Gormaz a recueilli au Cerro Gordo, à 500 mètres au-dessus du niveau de la mer, des coquilles quaternaires appartenant à des espèces vivantes, le *Solen Dombeyi* et deux petites espèces, *Nucula Grayi* et *Cardita semen*, qui toutes trois vivent encore actuellement dans la baie de Mejillones, puis le *Cardium ringens*, qui n'habite plus l'Océan Pacifique et qu'on retrouve aujourd'hui sur les côtes d'Afrique<sup>1</sup>. Ce fait isolé, mais remarquable, prouve que les anciens rivages qu'on rencontre à des cotes élevées sur les flancs du *Morro* et du Cerro Gordo correspondent à une époque pendant laquelle la faune atlantique n'avait pas encore complètement disparu de la côte occidentale d'Amérique.

Philippi décrit en outre, de Mejillones, des coquilles quaternaires, sans préciser le point d'où elles proviennent; on compte dans ce gisement 13 espèces vivantes et 6 espèces disparues, c'est-à-dire que la proportion des formes éteintes est plus grande qu'elle ne l'est d'habitude dans les dépôts quaternaires.

Les terrasses de la *Caldera* près de Copiapo (27° 4') et celles de *Coquimbo* (30°) ont été souvent décrites. Remond dit que dans la première de ces localités elles montent jusqu'à + 150 mètres, et Philippi a constaté que la faune malacologique qu'elles renferment comprend 22 espèces vivantes et 2 espèces éteintes<sup>2</sup>. A Coquimbo les sédiments quaternaires ne commencent qu'à + 60 mètres; ils reposent sur des couches tertiaires et, d'après Darwin, montent un peu plus haut qu'aux environs, c'est-à-dire jusqu'à 300 ou 350 pieds (91<sup>m</sup>,40-106 m.); d'après Philippi on y compte 46 espèces vivantes et 8 espèces éteintes.

Entre la *Caldera* et *Coquimbo* se trouvent des terrasses partant de la vallée transversale du *Huasco*, et, d'après ce qu'on sait à leur sujet, elles doivent être considérées comme des terrasses intérieures. La vallée du *Huasco* a une pente très rapide, comme celles de toutes les rivières qui descendent des Andes sur cette partie de la côte. Les terrasses successives, qui arrivent jusqu'à la mer, s'élèvent avec la vallée. Jusqu'à Vallenar, à environ 53 kilomètres de l'Océan, la largeur de la vallée est de 6 à 7 kilomètres. D'après Mallard et Fuchs, ces terrasses constituent autour de la ville un vaste amphithéâtre de 16 à 17 kilomètres de diamètre. Vallenar est

1. Philippi, Ouvr. cité, p. 6 et 253.

2. Remond, *Apuntes sobre los terrenos terciarios i cuaternarios de Caldera i Coquimbo* (Anal. Univ. Chile, XXXI, 1868, p. 416-419).

à 513 mètres d'altitude; il y a cinq gradins successifs, dont le plus élevé se trouve à 650<sup>m</sup>.4. On a supposé que c'est l'ancien emplacement d'un fjord, qui aurait été comblé par des dépôts détritiques jusque un peu au-dessous de l'étage supérieur; la terre venant à s'élever, les eaux courantes auraient peu à peu creusé ces divers étages. A cela il faut objecter que le gradin supérieur n'est pas adossé aux montagnes, mais en est séparé par une étroite vallée dont le plafond correspond à la seconde terrasse; il en résulte que la terrasse supérieure se trouve être disposée en éperon, forme dont l'origine marine n'est pas admissible<sup>1</sup>.

Il ne s'ensuit pas, d'ailleurs, que le rivage n'ait pas été autrefois à un niveau très élevé. A Valparaiso (32° 2'), Darwin a trouvé des coquilles marines jusqu'à 1 000 pieds [300 m.] et même, bien que la chose soit moins certaine, jusqu'à 1 300 pieds (400 m.). D'après Philippi, il existe à Cahuil (34° 29'), à 4 ou 5 mètres seulement au-dessus de la mer, une assise quaternaire qui renferme avec 13 espèces vivantes 5 espèces disparues.

Domeyko a réuni les altitudes des terrasses chiliennes déterminées jusqu'en 1860. Le tableau dressé par ce savant, qui a tant contribué à faire connaître le Chili, s'applique à la fois aux terrasses marines et aux terrasses intérieures. Pissis a bien su faire la distinction entre ces diverses formations; d'après ses recherches, l'altitude des terrasses marines, entre 31° et 33° de lat. S., ne dépasse pas 40 ou 50 mètres. Les terrasses intérieures montent beaucoup plus haut et suivent toutes les sinuosités des vallées, tandis que les terrasses marines sont horizontales, renferment des coquilles et se rétrécissent ou disparaissent à l'entrée des vallées transversales<sup>2</sup>. Cette dernière remarque de Pissis n'exclut pas, d'ailleurs, la possibilité que le rivage ait été autrefois à un niveau plus élevé, car les terrasses fluviales les plus basses sont plus récentes que les terrasses marines supérieures et se sont formées en partie à leurs dépens.

La vallée longitudinale du Chili, dont l'altitude est d'environ 700 mètres au nord, s'abaisse de plus en plus en allant vers le sud, sans toutefois donner naissance à un grand fleuve qui suivrait le pied des Andes, comme c'est le cas en Californie pour le Sacra-

1. Darwin, *Geological Observations*, p. 261-263; Mallard et Edm. Fuchs, *Notes sur quelques points de la Géologie du Chili* (Annales des Mines, 7<sup>e</sup> sér., III, 1873, p. 77-81, pl. II, fig. 3).

2. Domeyko, *Solevantamiento de la Costa de Chile* (Anal. Univ. Chile, 1860, p. 573-599); Pissis, *Provincia Aconcagua* (Ibid., 1858, p. 60).

mento et le San Joaquin. Les cours d'eau se rendent à la mer en franchissant, dans de nombreuses vallées transversales, la chaîne côtière. Les particularités de formation de ces vallées, les traces, dans le Nord de la contrée, d'un ancien lit qui aurait été coupé par des vallées transversales plus récentes, de même que la continuation de cet accident au sud, vers le canal Moraleda, ont déjà été signalées (I, p. 688-689). On n'a encore jamais trouvé dans cette grande dépression de couches marines tertiaires ou quaternaires. Les dépôts qui la remplissent contiennent *Mastodon Andium* et des restes de plantes<sup>1</sup>. Il y avait là une série de lacs intérieurs, séparés les uns des autres par des arêtes de roches anciennes semblables à celle qui borde aujourd'hui le golfe de Reloncavi.

Toutefois, sur les bords de ces anciens lacs et à l'est sur les pentes des Andes, on voit les terrasses s'élever à une hauteur considérable. Domeyko nous a donné une excellente description des terrasses intérieures, adossées à la chaîne des Andes, qu'on rencontre en gravissant le volcan de Tinguiririca à partir de San Fernando : il y a là trois et quelquefois quatre terrasses successives, recouvertes d'une végétation luxuriante. Pissis les a suivies dans ces vallées et dans toute la province de Colchagua. Il a trouvé dans la vallée du Cachapoal, depuis Rancagua jusqu'au Rio Cortaderal, quatre terrasses superposées. La première est formée par la plaine de Rancagua, à 550 mètres; la seconde commence au confluent du Rio de Colla et s'élève jusqu'à 974 mètres sur le Rio Cuncle, où commence la troisième terrasse, qui s'étend jusqu'au débouché du Rio de los Cipreses et atteint l'altitude de 1 200 mètres; enfin la quatrième terrasse domine les gorges profondes des branches supérieures du torrent en question, qui sont creusées dans sa masse. Ces terrasses s'élèvent donc sur le Cachapoal à une très grande hauteur, et d'après Pissis, l'origine de chacun des gradins correspond au débouché d'un affluent. Les choses paraissent se passer de même sur le Rio Tinguiririca et sur le Teno. Le Cachapoal et le Tinguiririca se réunissent pour former le rio Rapel, qui atteint la mer dans le bassin tertiaire de Navidad, au voisinage du 34<sup>e</sup> parallèle. On trouve dans ce domaine fluvial, à six lieues seu-

[1. Sur ces couches tertiaires et les lignites qu'elles renferment, voir H. Engelhardt, *Ueber Tertiärpflanzen von Chile* (Abhandl. Senckenberg. Naturf. Ges., Frankfurt a. M., XVI, 1891, p. 629-692, pl. I-XIV); A.-F. Noguès, *Fractures des terrains à charbon du Sud du Chili* (C. R. Acad. Sc., CXVII, 1893, p. 866-867), et *Carta jeologica, mineralogica i agronomica de Chile : proyecto de ejecucion* (Actes Soc. Scientif. du Chili, V, 1895, p. 147-167); R. Gascoyne, G. B. Walker, *Coalfields of Chili* (Trans. Federated Inst. Mining Engineers, XV, 1898, p. 234-249).]

lement de la côte, des terrasses s'élevant à 271 et 207 mètres et entourant une petite vallée isolée<sup>1</sup>.

Continuons maintenant à descendre vers le sud.

Le versant occidental des Andes est jalonné par une longue série de lacs, dont le dernier, le grand *lac Llanquihue*, se trouve entre 40° 58' et 41° 20' de lat. S. Il est situé à 43 mètres seulement au-dessus du niveau de la mer, et n'est séparé du golfe de Reloncavi que par un seuil assez étroit. Ce golfe constitue le bras le plus septentrional de la mer intérieure, limitée à l'ouest par l'île Chiloe et l'archipel des Chonos et à l'est par le prolongement des Andes, que l'on considère depuis longtemps comme le prolongement submergé de la grande vallée chilienne.

Les observations de Stolp et de Fonck, puis celles de Gormaz et de Juliet nous ont fait connaître les particularités remarquables que présentent le lac Llanquihue et le golfe de Reloncavi, c'est-à-dire la région où finit précisément la partie émergée de la grande dépression du Chili et où commence celle qui est recouverte par la mer<sup>2</sup>.

Le lac Llanquihue est limité à l'est par les pentes du volcan Osorno<sup>3</sup> et au sud-est par celles du volcan Calbuco<sup>4</sup>; entre les

1. Domeyko, *Estudio del Relievo*, etc. (Anal. Univ. Chile, XLVIII, 1875, p. 51 et 60); Domeyko i Diaz don Wenceslao, *Excursion jeologica*, etc. (Ibid., 1860, p. 23); Pissis, *Provincia de Colchagua* (Ibid., 1860, p. 691). [Voir aussi A.-F. Noguès, *Moraines et glaciers de la Cordillère de Chillan* (Actes Soc. Scientif. du Chili, 1892, p. XLII-XLIV); *Sur les glaciers anciens de la Cordillère andine de Chillan* (C. R. Acad. Sc. Paris, CXIV, 1892, p. 1081-1083); *Les phénomènes glaciaires et erratiques dans le valton du Cachapoal, Cordillère des Andes du Chili* (Ibid., CXVII, 1893, p. 648-649); *Notes de Voyage au Chili. Des Thermes de Cauquenes aux eaux minérales de la Vida et au Glacier des Cyprès* (Bull. Soc. Géogr. de l'Est, Nancy, XV, 1893, p. 525-533).]

2. J. Domeyko, *Nuevas Investigaciones acerca de las gradas en que está cortado el terreno terciario de la costa de Chile* (Anal. Univ. Chile, 1862, p. 183-186, carte); Vidal Gormaz, *Llanquihue* (Mem. de Marina, 1872, p. 280, et Anal. Univ. Chile, 1872, p. 301, 305, 314, 318, en particulier p. 321); Carl. Juliet, Mem. de Marina, 1872, p. 343, et Anal. Univ. Chile, 1872, p. 383. Pour suivre les faits en question, je me suis servi de la carte du golfe de Reloncavi dressée par Guill. Cox dans le Journ. R. Geogr. Soc., XXXIV, 1864, p. 205, et de celle de C. Martin, Petermann's Mittheil., XXVI, 1880, pl. 8. [Voir aussi F. Fonck, *Gletscherphänomene im südlichen Chile* (Zeitschr. f. wiss. Geogr., VIII, 1891, p. 53-66, carte), et les travaux suivants de H. Stellen : *Beiträge zur Topographie und Geologie der andinen Region von Llanquihue. Mit einem petrographischen Anhang von R. Pöhlmann* (Richthofen-Festschrift, in-8°, Berlin, 1893, p. 307-344, 2 cartes); *Relacion de un viaje de estudio a la Region Andina comprendida entre el Golfo de Reloncavi i el lago de Nahuel-Huapi* (Anales Universidad Chile, LXXXIV, 1893, p. 1167-1227, 1 carte); *Reiseskizzen aus den Cordilleren von Llanquihue* (Petermanns Mitteil., XL, 1894, p. 145-154, pl. 11 : carte. reprod. dans *L'Année Cartographique* de F. Schrader, 5° Suppl., Paris, 1895, pl. 3).]

[3. W. Bruhns, *Gesteine vom Vulkan Osorno in Süd-Chile* (Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. B., X, 1897, p. 201-214).]

[4. Sur le Calbuco et son éruption de 1893, voir A.-E. Noguès, C. R. Acad. Sc.

deux se trouve une dépression, constituée en grande partie par les projections de l'Osorno. Cette dépression va du lac Llanquihue, au pied sud de l'Osorno, jusqu'à un autre lac un peu plus petit, le Lago de Todos Santos, qui s'étend à l'est de l'Osorno. La surface du Lago de Todos Santos se trouve à 171 mètres au-dessus de celle du lac Llanquihue, soit à 214 mètres au-dessus du niveau de la mer.

Actuellement, ces deux lacs ne communiquent pas : le Lago de Todos Santos s'écoule vers le sud par le Rio Petrohue dans la partie supérieure du long fjord de Reloncavi, tandis que le lac Llanquihue déverse ses eaux à l'ouest, dans l'Océan, par le Rio Maullin.

Les rives ouest et nord et une bonne partie de la rive sud du Llanquihue sont formées par des alluvions récentes, qui n'ont fourni aucun débris organique et qui sont découpées en terrasses. Gormaz y distingue six gradins, de 4 à 80 mètres au-dessus de la surface du lac, c'est-à-dire de 47 à 123 mètres au-dessus du niveau de la mer. Le quatrième de ces gradins, qui est à 43<sup>m</sup>,3 au-dessus du lac, est le plus net et le plus constant. D'après Juliet, qui accompagnait Gormaz dans son exploration, il est probable qu'autrefois le Llanquihue et le Todos Santos, ainsi que les marais de Nadi, à l'ouest du Llanquihue, formaient une seule et même nappe d'eau ; et ce voyageur explique la différence actuelle d'altitude de ces lacs par l'inégale résistance à l'érosion des lits de leurs émissaires : le Rio Petrohue coule sur des roches volcaniques, où il n'a pu s'encaisser aussi rapidement que le Maullin, qui n'avait à attaquer que des roches tendres.

Dans cette région, des terrasses lacustres descendent donc jusqu'au voisinage immédiat de la mer.

Je ne connais sous ces latitudes australes aucun dépôt coquillier quaternaire ou plus récent. Ce qu'on a décrit comme tel à Chiloe et dans les îles plus méridionales se rapporte soit à des gisements tertiaires, soit à des « rebuts de cuisine », ou du moins cela est bien probable. Par contre, les terrasses sont partout très développées ; on ne sait pas si, dans le nombre, il en est dont la formation soit en rapport avec la présence de barrages glaciaires ; toutefois l'aspect du pays rappelle certainement beaucoup le Nord de la Norvège<sup>1</sup>.

Paris, CXVII, 1893, p. 866, et CXVIII, 1894, p. 372 ; H. Steffen, *Über den Vulkan Calbuco* (Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXI, 1894, p. 85-89) ; C. Martin, *Der Calbuco und andre Vulkane des südlichen Chile* (Mitteil. Geogr. Ges. Jena, XVII, 1898, p. 1-23).]

[1. Sur la configuration et l'aspect des côtes occidentales de la Patagonie, voir M. R. Serrano, *Derrotero del Estrecho de Magallanes, Tierra del Fuego y Canales de la Patagonia*, in-8°, 596 p., Santiago, 1891 ; R. C. Maldonado, *Estudios geograficos e hidro-*

Déjà, aux environs de *Puerto Montt*, on voit au bord de la mer des terrasses découpées tantôt dans des éboulis granitiques, tantôt dans des projections volcaniques, ailleurs encore dans des couches tertiaires à lignites. Gormaz et Martin en ont mesuré l'altitude à l'est de Puerto Montt, vers le *Río de Coihuin*; il y en a trois jusqu'à 109<sup>m</sup>,9, puis le sol, par une pente douce, monte à 126<sup>m</sup>,7. Le gradin supérieur, qui correspond à la partie la plus élevée du pays, se trouve à 149<sup>m</sup>,7<sup>1</sup>. D'après Fonck, des terrasses ne se voient pas seulement sur l'île de *Tenglo*, mais aussi sur les deux rives du canal de Chacao, qui est une vallée transversale<sup>2</sup>. Au fond de la baie de *Castro*, sur la côte orientale de Chiloé, par 42° 25', sur les deux berges de la petite rivière de Gamboa, s'élèvent trois terrasses très nettes jusqu'à environ 500 pieds [150 m.] au-dessus du niveau de la mer<sup>3</sup>.

La partie de cette côte située plus au sud présente un phénomène très remarquable. Non seulement la ligne de dépression se poursuit à travers les golfes de Reloncavi, de Chacao et du Corcovado, puis par le canal Moraleda jusqu'au détroit de Magellan, mais en outre il semble que des traces d'un ancien système de vallées transversales subsistent. Aux fjords qui, à l'est, entament la chaîne des Andes<sup>4</sup> de leurs profondes coupures correspondent, à

*graficos sobre Chiloé. Publicado por la Oficina Hidrografica de Chile, in-8°, 138-379 p., 10 pl., cartes, Santiago, 1897 (reprod. en partie dans l'Anuario hidrografico de la Marina de Chile, Año 21, 1898, p. 143-330).]*

1. Gormaz, Mem. de la Marina de Chile, 1872, p. 198; Anal. Univ. Chile, 1871, p. 70.

2. F. Fonck, *Naturwissenschaftliche Notizen über das südliche Chile* (Petermann's Mittheil. XII, 1866, p. 467). J'ai passé sous silence les affaissements cités par plusieurs auteurs, dans cette contrée, parce que, dans la plupart des cas, il ne s'agit là que de glissements; dans l'exemple le plus connu, celui de la Laguna di San Ramon, où un nouveau lac aurait pris naissance, il y aurait eu apparition d'une source; Gormaz a examiné le cas, Anal. Univ. Chile, 1872, p. 230, et Mem. de la Marina, 1872, p. 195.

3. Darwin, *Geological Observations*, p. 235.

[4. L'orographie des Andes de Patagonie, très mal connue jusqu'à ces dernières années, est entrée dans une phase nouvelle à la suite du conflit survenu entre le Chili et la République Argentine au sujet de la détermination de leur frontière. Les explorations méthodiques exécutées pour le compte des deux gouvernements ont permis de préciser sur un grand nombre de points le tracé de la ligne de partage des eaux, et ont montré en même temps combien son allure est souvent sous l'influence de causes accidentelles. On trouvera les principaux résultats de ces recherches exposés dans les mémoires suivants : *Nuestros Limites con Chile* (Bol. Inst. Geogr. Argent., XVI, 1895, p. 1-16, 2 cartes); H. Steffen, *Chile und Argentinien in der patagonischen Kordillere* (Geogr. Zeitschr., I, 1895, p. 436-442), *Die Chilenisch-Argentinische Grenzfrage mit besonderer Berücksichtigung Patagoniens* (Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXXII, 1897, p. 23-64, carte), et *On Recent Explorations in the Patagonian Andes, South of 41° S. Lat.* (Scottish Geogr. Mag., XIII, 1897, p. 57-71); Musée de La Plata, *Reconnaissance de la Région Andine de la République Argentine, 1. Notes préliminaires sur une excursion aux territoires du Neuquen, Río Negro, Chubut et Santa Cruz effectuée par les sections topographique et géologique sous la direction de F. P. Moreno*, in-8°,

l'ouest, des canaux. Aux entailles convergentes de la Boca de Reloncavi<sup>1</sup> et de la Boca de Bohodahue correspond le canal de Chacao. « La vallée du Huemules, dit Simpson, correspond au canal Puluche, le Aysen<sup>2</sup> au Agiiea, le Queulat au Ninualaca, et le Palena<sup>3</sup> et le Tictoc au Huafo, comme s'il y avait eu là, à une époque antérieure, autant de détroits semblables au détroit de Magellan<sup>4</sup>. »

En étudiant la carte des fjords de Norvège, on est tenté d'y voir des analogies avec la disposition que nous venons de décrire; c'est ainsi que dans cette contrée l'ancienne vallée glaciaire du Divi fait suite au Balsfjord, tandis que la vallée d'érosion actuelle tourne à l'ouest. La ressemblance est trop frappante pour qu'il n'y ait là qu'une coïncidence accidentelle<sup>5</sup>.

Par 46° 40' se trouve la *Laguna de San Rafael*, visitée par le

186 p., 42 pl., carte à 1 : 600 000, La Plata, 1898 (publié aussi en espagnol); H. S. Delachaux, *La question des limites Chilo-Argentines. Examen d'un article du Dr Steffen* (Annales de Géogr., VII, 1898, p. 239-262, pl. VI, carte à 1 : 1 500 000, réduction de la précédente; voir aussi l'*Année Cartographique* de F. Schrader, 5°, 7°, 8° et 9° suppléments, Paris, 1894-98); R. Serrano Montaner, *Limites con la Republica Argentina*, in-8°, 202 p., fotogr., Santiago, 1898; H. Steffen, *Zur Erforschung des Chilenisch-Argentinischen Grenzgebiete in Patagonien* (Petermanns Mitteil., XLIV, 1898, p. 137-139); F. P. Moreno, *Explorations in Patagonia* (Geogr. Journ., XIV, 1899, p. 241-269, 353-378, carte).]

[1. Pour des détails sur la branche principale du réseau qui aboutit à la Boca de Reloncavi (vallée du Rio Puelo), voir H. Steffen, *Die Erforschung des Rio Puelo* (Petermanns Mitteil., XLI, 1895, p. 190-193, carte); *Über seine Expedition nach dem Rio Puelo* (Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXII, 1895, p. 314-320); *Viajes i estudios en la rejion hidrografica del Rio Puelo*, in-8°, 175 p., 2 cartes, fotogr., Santiago, 1898 (Anales Univers. Chile; Appendice sur les roches, par R. Pöhlman).]

[2. Sur la vallée du Rio Aysen, voir P. Dusén, *Från Patagoniens vestkust till pampasområdet på Kordillerans östra sida* (Ymer, XVII, Stockholm, 1897, p. 199-220, carte); H. Steffen, *Die Chilenische Aisen-Expedition* (Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXIV, 1897, p. 461-474). Sur une coupure très voisine de la précédente au nord, celle du Rio Cisnes, voir J. Steffen, *Informe sumario acerca del trascurso i resultados generales de la Expedicion esploradora del Rio Cisnes*, in-8°, 30 p., carte, 5 pl., Santiago, 1898.]

[3. J. Steffen, *Memoria jeneral sobre la Expedicion esploradora del Rio Palena*, in-8°, 108 p., 2 cartes, 3 pl., Santiago, 1894 (Anales Univ. Chile), et *Das Thal des Rio Palena-Carrileufu* (Verhandl. Deutsch. Wiss. Ver. Santiago, III, 1895, p. 40-59, carte).]

4. Enr. Simpson, *Exploracion hidrografica de la Chacabuco* (Mem. de la Marina, 1872, p. 379, et Anal. Univ. Chile, 1872, p. 527). Simpson signale, à propos de l'exploration qu'il a faite de la remarquable Laguna de San Rafael, qui a été formée par les moraines d'un glacier venant barrer un bras de mer, des traces d'affaissement récent dans la partie supérieure du Canal Moraleda. Ces traces consistent en forêts submergées; toutefois, dans ce dédale de canaux, des modifications locales du niveau des eaux sont passibles de diverses explications; Simpson, Mém. cité, p. 178.

[5. En examinant la carte du territoire du Chubut, par P. Ezcurra, "on y voit la Cordillère se disloquer en massifs isolés, séparés par des brèches profondes, se décomposer pour former en quelque sorte un archipel terrestre analogue à celui qui se présente sur le littoral voisin." (Elisée Reclus, cité par V. Huot in F. Schrader. *L'Année cartographique*, 5° supplément, 1894, pl. III).]

jésuite Garcia en 1766, et de nos jours, à deux reprises, par le capitaine Simpson. La grande presqu'île de Taytao n'est rattachée au continent que par un isthme de date récente, formé par les moraines que les glaciers ont jetées à la mer. A l'intérieur de cet isthme il existe une lagune, ou plutôt un lac, de contour à peu près circulaire et de 8 à 9 milles marins [14-16 kilom.] de diamètre qui, vers le nord, communique avec la mer par un étroit canal, et qui reçoit à l'est le glacier de San Rafael. Ce glacier, dont la pointe s'avance à 4 milles et demi [8 kilom. 3] dans l'intérieur du lac, y précipite sans trêve ses glaces, avec un fracas formidable que répètent les échos des montagnes. Son activité semble plus grande encore pendant la nuit que pendant le jour. Le flot, dit Simpson, recule comme s'il s'était produit un tremblement de terre, pour déferler ensuite sur les rives. Sur tout le pourtour du lac ce travail des vagues se poursuit, et les bords en seraient bien plus rapidement dégradés sans l'épaisse végétation qui les protège dans une certaine mesure. A 1 mille marin en avant du glacier, la sonde n'atteint pas le fond du lac à 108 mètres<sup>1</sup>.

Sur un grand nombre de points, ces détroits sont bordés de terrasses; Coppinger, par exemple, en mentionne dans le *canal de Fitz Roy*. Dans une anse située à 7 milles marins [13 kilom.] à l'ouest de la baie des Mines, on voit deux gradins si réguliers qu'on les dirait façonnés de main d'homme<sup>2</sup>.

En résumé, les traces laissées par la mer sur la côte occidentale de l'Amérique du Sud ne nous mettent pas en présence de résultats aussi clairs ni aussi concordants que sur la côte orientale. Déjà près de l'Équateur, à Guayaquil, on trouve des bancs de coquilles à *Mastodon Andium*. Les stations de Mejillones et du Cerro Gordo nous ont montré des vestiges d'anciens rivages à 435 mètres, et peut-être même plus haut encore; toutefois les rares coquilles rencontrées dans ces dépôts présentent encore des affinités avec la faune atlantique. De quel moment date la séparation de ces faunes? A quelle époque remonte l'immigration de la faune actuelle de l'Ouest? C'est ce qu'on ne peut préciser. Dans

1. Simpson, *Esploracion hechas por la Corbeta « Chacabuco »* (Anuario hidrogr. de Chile, I, Santiago, 1875, p. 32, 131 et suiv.). Pour une carte de cette région, voir Petermann's Mittheil., XXIV, 1878, pl. 24 [et H. Berghaus, *Physikalischer Atlas*, Abt. I, *Geologie*, 1892, pl. VI; E. Reclus, *Nouvelle Géographie Universelle*, XVIII, p. 729, fig. 139].

2. R. W. Coppinger, *Visit to Skiving Water, Straits of Magellan* (Proc. R. Geogr. Soc., new ser., II, 1880, p. 552-556). [Sur les terrasses de l'extrémité australe de la Patagonie, voir les travaux de O. Nordenskjöld cités plus haut, p. 518, note 2.]

les autres gisements considérés comme quaternaires, s'il n'y a pas, il est vrai, d'espèces européennes, du moins trouve-t-on un nombre encore très considérable d'espèces disparues. Des terrasses se montrent très développées, à différentes hauteurs, sur toute la partie moyenne et australe de la côte. Dans les fjords et les canaux du Sud, on n'a pas observé de coquilles quaternaires, mais l'ensemble des circonstances rappelle par bien des traits communs celles qui caractérisent les côtes septentrionales de la Norvège.

## CHAPITRE XIV

### LES MERS<sup>1</sup>

Contours des Océans. — Mouvement négatif eustatique. — Transgressions. — Mouvement positif eustatique. — Insuffisance des mouvements eustatiques. — Embouchures et terrasses fluviales. — Coup d'œil sur les lignes de rivage récentes. — Oscillations des mers. — Phases équatoriales alternantes. — Formation des continents par affaissement. — Il ne n'est pas produit de changements appréciables pendant la période historique. — Le Temps.

L'Océan Pacifique est bordé de longues chaînes de montagnes et des volcans l'entourent comme d'un cercle de feu; il n'en va pas de même pour l'Océan Atlantique et l'Océan Indien. Un examen attentif montre que les chaînes de montagnes disposées autour du Grand Océan sont toujours plissées dans la direction des profondeurs marines, bien que leur structure, à l'est et à l'ouest, ne soit pas tout à fait la même. En Californie et dans toute l'Amérique du Sud, on trouve au-devant des hautes chaînes la Cordillère littorale, dont les terrains affectent des caractères si particuliers. Dans l'Asie orientale au contraire, la côte se compose d'une série de guirlandes insulaires, qui, par suite d'une disposition spéciale, dérivent des chaînes étroitement serrées de l'Asie intérieure, lesquelles, en atteignant l'Océan, se recourbent vers le nord.

L'Amérique du Sud jusqu'à l'isthme de Tehuantepec représente un segment indépendant; l'Amérique du Nord en constitue un second; l'arc autonome de l'Alaska avec les Aléoutiennes, un troisième; l'Asie orientale jusqu'au voisinage immédiat de Timor correspond à un quatrième segment, puis l'Australie, avec la Nouvelle-Zélande et un grand nombre d'autres îles, à un cinquième. Quant aux régions antarctiques, nous en ignorons la constitution<sup>2</sup>.

[1. Traduit par Emm. de Margerie.]

[2. Voir ci-dessus, p. 334, note 2.]

Les arcs asiatiques se prolongent à l'intérieur du continent; le plus méridional d'entre eux, partant de Java et de Sumatra, se poursuit par les îles Nicobar et Andaman jusqu'à la côte d'Arrakan. C'est l'arc birman, le premier de ceux qui dessinent, vers le sud, la limite de l'Eurasie. Ces arcs de bordure reparaissent le long des côtes, au nord du golfe Persique et dans certaines parties de la Méditerranée, et se terminent au coude brusque de Gibraltar. Des traînées volcaniques jalonnent également plusieurs de ces tronçons. C'est seulement à Gibraltar et dans la Cordillère des Antilles que la bordure externe d'une chaîne plissée vient atteindre l'Océan Atlantique. Sauf cette double exception, les contours de l'Atlantique, comme ceux de l'Océan Indien, sont indépendants de l'allure des chaînes plissées, ou bien les côtes, relativement aux plissements, y correspondent à l'arrière-pays (*Rückland*); dans le Pacifique, au contraire, les rivages coïncident partout avec les chaînes plissées et l'Océan lui-même occupe l'avant-pays (*Vorland*). C'est par le cap Horn et l'embouchure du Gange que passe, dans les deux grands continents, la limite très tranchée qui sépare les domaines respectifs de ces deux types de côtes, dont la configuration est si différente.

La structure si compliquée de l'Europe y décèle la présence de trois chaînes de plissement principales, disposées en retrait l'une sur l'autre et toutes trois refoulées vers le nord. La chaîne la plus septentrionale, la chaîne calédonienne, est antérieure à l'époque dévonienne. La seconde se compose d'un segment occidental, l'arc armoricain, et d'un segment oriental, l'arc varisque, qui viennent se raccorder l'un avec l'autre en France; le rebroussement (*Schaarung*) se reconnaît jusque sur la bordure externe, à l'angle rentrant que forment près de la frontière franco-belge les assises houillères renversées vers le nord. Cette deuxième chaîne est antépermienne, mais avec des plissements posthumes qui ont continué au moins jusqu'à l'époque tertiaire. La troisième chaîne, qui est la plus récente, comprend les Pyrénées, les fragments d'arc du Sud-Est de la France, le Jura, les Alpes et les Carpathes. Chacune de ces chaînes est venue s'arrêter à son tour contre les débris morcelés de la chaîne immédiatement antérieure<sup>1</sup>. Dans le Nord de l'Espagne, on observe dans le bassin des Asturies une disposi-

[1. Pour des cartes figurant l'extension de ces chaînes et de leurs fragments, voir Ed. Suess, *Über die Structur Europas* (Vortr. Ver. zur Verbr. naturwiss. Kenntn. Wien, XXX, Heft 1, 1890, 21 p., 1 pl.); et *Ueber neuere Ziele der Geologie* (Abhandl. Naturforsch. Ges. Görlitz, XX, 1893, 21 p., 1 pl.).]

tion qui rappelle de tous points le coude brusque de Gibraltar, mais ici l'arasement a été fort énergique.

Le dessin des côtes occidentales de l'Europe n'est pas déterminé par l'allure des chaînes plissées, on le voit au contraire couper leur direction à angle droit : c'est ainsi que l'arc armoricain se termine dans le Sud-Ouest de l'Irlande et en Bretagne, où les *Rias* sont caractéristiques; en Galice et en Portugal, la structure du sol ne paraît même se traduire dans la configuration des rivages par aucun indice.

En même temps, les chaînons plissés de l'Amérique du Nord s'infléchissent d'une manière très marquée : sur le bas Saint-Laurent, qui en jalonne la bordure externe, la direction de la force plissante passe de W. ou de N.W à N.N.W.<sup>1</sup>; les côtes découpées de *Rias* de la Nouvelle-Écosse, du Nouveau-Brunswick et de Terre-Neuve acquièrent ainsi une analogie frappante avec certaines parties du littoral atlantique de l'Europe<sup>2</sup>.

Cette opposition entre les contours des bassins océaniques et la structure des terres voisines montre de la façon la plus nette que *ces bassins océaniques sont des aires d'affaissement*, reproduisant ainsi, sur une échelle bien autrement grandiose, les affaissements que nous avons reconnus dans l'intérieur des continents. C'est ce qu'atteste également, pour le Pacifique, la présence de grandes profondeurs contre le bord même des arcs montagneux, par exemple sur la côte du Japon et à l'ouest de l'Amérique du Sud<sup>3</sup>.

Cette hypothèse est confirmée mieux encore par les résultats auxquels a conduit l'étude de la Méditerranée. On a pu montrer que la Méditerranée consiste en une série de régions d'affaissement d'âge différent, et il est manifeste que *les contours des grands Océans sont également d'âge différent*.

C'est ce qui ressort du fait que ce ne sont pas les mêmes étages de la série des terrains mésozoïques qui affleurent sur leurs bords. Tout autour de l'Océan Pacifique, on rencontre des dépôts marins du Trias : en Nouvelle-Zélande, en Nouvelle-Calédonie, au Japon, dans les Aléoutiennes, dans les îles de la Reine Charlotte, dans l'Ouest de l'Amérique du Nord et au Pérou. Partout, ils sont

[1. Voir au t. I, p. 741, la carte schématique du Nord-Est de l'Amérique (fig. 103).]

2. Cette analogie est si grande que Marcel Bertrand n'a pas hésité à raccorder les deux régions, à travers l'Océan, par des lignes continues; M. Bertrand, *La chaîne des Alpes et la formation du continent européen* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3<sup>e</sup> sér., XV, 1886-87, p. 442, fig. 5).

[3. Voir A. Supan, *Tiefenkarte des Weltmeeres* (Petermanns Mitteil., XLV, 1899, Taf. 12; texte, p. 177-188.)]

englobés dans les plissements des grandes chaînes bordières, et ils semblent aussi représentés dans l'Arrakan<sup>1</sup>, là où l'arc birman dessine la limite du golfe du Bengale. Ils se montrent encore dans l'extrême Nord de l'Eurasie; au Spitzberg, ils sont horizontaux.

Sur les bords de l'Océan Indien, sauf au nord-est, où la côte est construite suivant le type pacifique, on ne rencontre pas de dépôts de ce genre. La série commence tout au plus avec le Jurassique moyen, et les terrains mésozoïques affectent partout une allure tranquille, car nulle part on n'y voit trace de plissements postérieurs. Grâce à des cassures, les couches à plantes de Gondwana, qui ne sont certainement pas d'origine marine, viennent former des falaises regardant la mer, par exemple dans les monts Quathlamba. On n'a jamais trouvé, à la surface du vaste plateau qui occupe le Sud de l'Afrique, le moindre vestige du séjour de la mer<sup>2</sup>, et d'ailleurs on ne conçoit pas comment cette région aurait pu être soulevée du sein des eaux.

Autour de l'Atlantique, — toujours à l'exception des segments de Gibraltar et des Antilles, conformes au type pacifique, — la série ne commence qu'avec la Craie moyenne, du Cap Horn au Groenland et des Lofoten jusqu'au Cap de Bonne-Espérance; dans l'Afrique occidentale seulement, le premier terme est peut-être un peu plus ancien<sup>3</sup>. Dans l'Ouest de l'Europe, il est vrai, on observe au bord de la mer le Lias et le Jurassique; mais le tracé actuel des rivages n'a aucun rapport avec ce qu'il pouvait être à l'époque du dépôt de ces terrains: c'est ce qui résulte de l'affleurement, en bordure directe de l'Océan, de puissantes formations d'eau douce d'âge wealdien dans la Charente, dans la province de Santander et sur les côtes du Portugal, comme pour les couches de Gondwana

[1. Pour une rectification, voir ci-dessus, p. 422, note 2.]

[2. On sait que quelques naturalistes, frappés des affinités marines de la faune actuelle du lac Tanganyka, ont admis une pénétration de l'Océan dans l'Afrique équatoriale à une époque plus ou moins récente; mais cette conclusion est repoussée par les géologues qui ont vu le pays; J. E. S. Moore, *The Freshwater Fauna of Lake Tanganyika* (Nature, LVI, 1897, p. 198-200); *On the general Zoological Results of the Tanganyika Expedition* (Proc. Zool. Soc. London, 1897, p. 436-439), et *On the Zoological Evidence for the connexion of Lake Tanganyika with the Sea* (Ibid., 1898, p. 451); J. Cornet, *Le Tanganyka est-il un Relicten-See?* (Mouvement géographique, 1896, nos 23 et 26); J. W. Gregory, *The Great Rift Valley*, in-8°, London, 1896. Voir aussi le t. I du présent ouvr., p. 505, note 1, et p. 816.]

[3. On a vu que, si les conclusions auxquelles l'étude de la faune crétacée du Kame-roun a conduit A. von Koenen viennent à être confirmées, la bordure africaine de l'Atlantique aurait déjà existé, au moins en partie, dès l'époque barrémienne (ci-dessus, p. 422, note 1).]

dans l'Océan Indien et les dépôts d'eau douce du Tertiaire récent sur les rives de la Mer Égée.

Dès que l'on envisage les dépressions marines comme des affaissements, les continents acquièrent le caractère de horsts, et *la forme en pointe, dirigée vers le sud, de l'Afrique, de l'Inde et du Groenland, s'explique par la rencontre de champs d'affaissement dont le domaine principal se trouve au sud.* Au Groenland, on reconnaît au défaut de symétrie des séries stratigraphiques que les deux côtés du butoir sont très probablement d'âge différent, et il semble que le bord oriental date d'une époque plus reculée que le bord occidental<sup>1</sup>. La forme en pointe de l'Amérique du Sud n'a pas la même origine: le faisceau plissé des Cordillères, en s'incurvant, y joue en effet un rôle essentiel.

*L'écorce terrestre s'effondre; la mer la suit.* Mais tandis que les affaissements de la lithosphère sont limités en étendue, la baisse de la surface des mers affecte le périmètre entier des aires océaniques: il se produit un mouvement négatif général. Pour analyser avec plus de rigueur les phénomènes de ce genre, nous devons d'abord séparer des modifications diverses auxquelles est soumise la hauteur des rivages celles qui se traduisent d'une manière à peu près uniforme, dans le sens positif ou dans le sens négatif, sur tout le globe; nous donnerons à ces mouvements généraux le nom de *mouvements eustatiques*.

*La formation des bassins océaniques détermine des mouvements négatifs, eustatiques, survenant à de brusques intervalles.*

De tels mouvements se sont produits à différentes époques et en affectant une amplitude très variable. La structure du Spitzberg et de l'Écosse montre combien les affaissements qui sont survenus au cours de l'ère paléozoïque ont été importants; la Scanie nous offre un exemple de la continuation du même phénomène pendant diverses phases de l'ère mésozoïque; les événements dont l'Islande est le théâtre nous apprennent que la formation de horsts et de fosses analogues se poursuit encore sous nos yeux. Or ce morcellement de l'écorce terrestre par de grandes fractures d'âge différent est un fait très général. Les dépôts marins du Trias et en même temps la série complète des couches mésozoïques marines traversent de part en part le continent le plus étendu qui existe aujourd'hui, en occupant une zone qui coïncide en grande partie avec

[1. Cette conclusion vient d'être confirmée par la découverte de dépôts siluriens et dévonien dans le Groenland oriental; A. G. Nathorst, Petermanns Mitteil., XLV, 1899, p. 243.]

celle des arcs formant la bordure méridionale de l'Eurasie; il en résulte que de hautes montagnes s'élèvent sur l'emplacement même de l'ancienne mer dont les régions les plus profondes, plus à l'ouest, recouvraient le territoire actuellement occupé par les Alpes Orientales; cette mer se prolongeait ensuite à travers la Méditerranée occidentale et quelques parties de l'Ouest de l'Europe<sup>1</sup>. Mais la ressemblance des faunes contenues dans les dépôts de même âge des Indes Occidentales, de Bogota et du Chili, ressemblance qui, dans le Chili et aux Antilles, persiste jusqu'à l'époque tertiaire, nous contraint d'admettre qu'il existait jadis, avant l'ouverture des parties boréales et australes de l'Atlantique, une communication marine à travers l'emplacement actuel de cet Océan, et cela dans la direction du segment de la bordure qui, par exception, possède précisément le facies pacifique, c'est-à-dire dans la direction des Antilles, avec leur Cordillère plissée et leur ceinture de volcans. C'est là l'ancienne mer qui s'étendait dans le sens des latitudes, et que Neumayr a désignée sous le nom de *Méditerranée centrale*.

Si maintenant l'on considère la succession des terrains sédimentaires dans les parties des continents qui ont été le mieux étudiées jusqu'à présent, on constate qu'il s'est produit sur d'immenses étendues et pendant des périodes extraordinairement longues des transgressions, c'est-à-dire des mouvements positifs, qui ont été interrompues par des phases négatives. A la fin de la période silurienne, le rivage recule d'une façon très marquée dans toute la région comprise entre l'Illinois et l'Atlantique, en Angleterre, dans le Nord de la Russie et sur les bords du Dniestr. Le vieux grès rouge, qui ne renferme pas de fossiles marins, et les schistes analogues d'origine continentale qui lui sont associés se déposent dans tout le domaine atlantique septentrional, dans l'Est du Canada comme au Spitzberg, en Écosse, en Angleterre, dans le Nord de la Russie et jusqu'au Dniestr. Puis les dépôts marins s'avancent, et pendant le Dévonien moyen, la transgression s'étale à travers la Russie jusqu'en Livonie et en Courlande, et très probablement aussi dans l'Ouest du Canada, sur les bords du Clearwater et du Mackenzie, peut-être jusqu'à la mer Glaciale. Une nouvelle phase négative caractérise le début de la période carbonifère, jusqu'à ce qu'un autre épisode positif amène la transgression du Calcaire carbonifère en Californie, dans le Dakota, le Texas, dans le domaine

[1. Voir les nombreux essais de cartes paléogéographiques contenus dans la 4<sup>e</sup> éd. du *Traité de Géologie* de M. de Lapparent, Paris 1900.]

du vieux grès rouge, de l'Irlande à travers l'Écosse jusqu'au Spitzberg et en beaucoup d'autres régions, de même que par-dessus des terrains bien plus anciens, comme dans le Nord de la Chine. Puis viennent les oscillations du Carbonifère supérieur, analogues dans l'Illinois et dans une grande partie de l'Europe méridionale, jusqu'à ce que le mouvement négatif soit interrompu une fois de plus par les sédiments marins de l'époque permienne, dont l'extension, dans l'Amérique septentrionale comme dans le Nord de l'Europe, est d'ailleurs très restreinte.

Les mers mésozoïques nous montrent en Europe, à partir de l'époque rhétienne, un mouvement positif, interrompu par des phases temporaires de recul, mais revenant cependant toujours en vigueur; les sédiments marins acquièrent ainsi une extension croissante, jusqu'à ce que les dépôts du Jurassique moyen, débordant sur un substratum formé par des terrains d'âge très divers, dépassent Cracovie, Kiev, Moscou, Orenbourg, en atteignant sur la Petchora les bords de la mer Glaciale et en recouvrant du même coup, dans l'ouest, le Nord de l'Écosse. Une très grande partie de l'Europe est alors submergée, et les indices de la grande transgression jurassique moyenne se reproduisent en Abyssinie, à Katch et jusque sur les côtes occidentales de l'Australie.

L'étage kimeridgien, qui appartient au Jurassique supérieur, peut encore être suivi, avec des caractères à peine modifiés, d'Orenbourg et de Simbirsk, à travers l'Europe centrale, jusqu'aux environs de Lisbonne. Le rivage recule alors, les eaux marines ne se maintiennent que sur le territoire d'où étaient parties les transgressions, notamment sur les Alpes, tandis que du Hanovre au Sud de l'Angleterre, sur les bords de la Charente, dans le Nord de l'Espagne et en Portugal s'établissent de grands lacs d'eau douce.

A ce moment commence la période crétacée. Les rivages, à partir des Alpes et de leur prolongement dans les Baléares, empiètent peu à peu sur l'emplacement actuel des montagnes du Jura et sur l'Espagne. Toute l'Europe centrale se trouve bientôt submergée de nouveau par la mer, y compris les territoires que venaient d'occuper les grands lacs d'eau douce. Tandis que la Russie, à l'époque du maximum de régression, était à sec, on voit cette fois la mer s'avancer simultanément des régions arctiques sur les plaines de l'Europe orientale, amenant avec elle toute une série de mollusques de type particulier<sup>1</sup>; elle atteint d'abord Tomaszow, sur la

[1. Sur l'histoire de ces migrations des faunes russes vers l'ouest, voir ci-dessus, p. 474 et suiv.]

Pilica, dans l'Ouest de la Pologne, puis, lors du dépôt des dernières assises de la Craie inférieure, les mers se rejoignent, et quelques types russes pénètrent jusqu'au Hanovre. Plus tard, l'influence boréale cesse de se faire sentir, et les mers du Midi s'étendent toujours davantage. Nous arrivons à l'époque de la grande transgression du Crétacé moyen et supérieur.

C'est alors que, pour la première fois, les côtes de l'Atlantique sont baignées par l'Océan. Les eaux marines recouvrent les plaines de la Patagonie jusqu'au pied des Cordillères, pénètrent dans les vallées des affluents supérieurs de l'Amazone et traversent peut-être de part en part le continent sud-américain; puis, à partir du Texas, elles s'étendent sur la région centrale de l'Amérique du Nord jusqu'au 65° parallèle; l'on en retrouve les traces sur tout le pourtour de l'Afrique; elles couvrent la plus grande partie de l'Europe, débordent les horsts de l'Europe centrale, et s'avancent par le Sud de la Russie, à l'est de l'Oural, jusqu'à 62° 30' de lat. N.; elles occupent aussi les bassins de la Caspienne et de l'Aral, le Touran, l'Iran, la Syrie, l'Arabie et le Sahara oriental, empiètent sur les côtes de l'Inde et envahissent bien d'autres régions. Si l'on cherche quels sont les points où cette transgression n'a pas pénétré, on constate que c'est dans les contrées du Nord : le Groenland oriental, le Spitzberg, le Nord de la Russie et de la Sibérie, à l'exception des localités que nous venons de mentionner à l'est de l'Oural, enfin le Nord de la Chine, — toutes régions où, jusqu'à présent, aucune trace de cette transgression n'a été signalée.

Une fois de plus, de vastes surfaces sont abandonnées par la mer, et cette nouvelle émergence se produit en même temps dans toute l'étendue de cet immense domaine. Partout, les rivages reculent et le phénomène, en Europe, est même plus accentué encore qu'après la transgression du Jurassique moyen, car les lacs qui prennent naissance pendant cet épisode occupent une latitude plus méridionale : c'est au bord de l'ancienne « Méditerranée centrale » d'où ces transgressions étaient parties ou même sur son emplacement que l'on voit s'étaler ces nappes d'eau douce, dans le Midi de la France, par exemple, et surtout dans l'Istrie et en Dalmatie.

La période crétacée est finie, et l'ère tertiaire commence. Les phénomènes se compliquent alors à tel point qu'il n'est plus possible d'en présenter un résumé d'ensemble. La transgression oligocène, dont l'origine est boréale, la retraite progressive des dépôts marins, qui abandonnent les hauteurs de l'Iran et du Centre de

l'Europe sans dépasser désormais les limites actuelles de la Méditerranée, l'agrandissement partiel de cette mer par des effondrements locaux, — tels sont les traits les plus saillants de cette histoire, si riche en événements variés.

Cette récapitulation montre que *la doctrine des oscillations séculaires des continents n'est pas susceptible d'expliquer les submersions et émergences répétées de la terre ferme*. Les changements observés sont beaucoup trop étendus et beaucoup trop uniformes pour pouvoir provenir de mouvements de l'écorce terrestre. Ainsi la transgression du Crétacé moyen s'observe sur l'Amazone, sur l'Athabasca et sur l'Elbe, aux bords du Nil comme dans le bassin du Tarim, dans la vallée de la Narbada et à Bornéo comme à l'île de Sakhalin et sur les rives du Sacramento; ce sont des changements physiques généraux, qui ont affecté la surface entière de la planète. Telle est en même temps l'explication de ce fait si remarquable, *que l'on ait pu se servir de la même terminologie pour distinguer les terrains sédimentaires dans toutes les parties du globe* : la chose eût été impraticable si les limites des terrains ne coïncidaient pas avec des événements universels.

Il est fort heureux pour la Géologie stratigraphique qu'elle se soit développée tout d'abord en Angleterre, où les lacunes dans la série des terrains présentent un degré moyen de fréquence : ce pays, en effet, a été tour à tour occupé par la mer et couvert de lacs d'eau douce ou émergé. Toute une série de faunes marines qui sont indigènes dans les régions plus méridionales, comme la faune hercynienne, la faune du Carbonifère supérieur, celle de l'étage d'Artinsk, les diverses faunes marines du Trias, le Tithonique, le Néocomien font entièrement défaut dans la succession des couches existant en Angleterre, ou n'y sont représentées que d'une manière incomplète. *Or les limites de terrains établies par Smith et ses successeurs correspondent pour la plupart à des phases négatives*. Quand on les étudie avec soin, comme on l'a fait pour la limite entre le Jurassique et le Crétacé, il est possible de pousser plus loin l'analyse : l'on reconnaît alors qu'un changement dans le sens négatif détermine l'isolement de certaines parties du domaine maritime et l'appauvrissement de la faune, mais que néanmoins la disparition définitive de la faune antérieure peut survenir seulement un certain temps après le maximum négatif.

Telle est aussi la raison des difficultés que l'on a rencontrées quand on a voulu comparer les coupes des régions où la succession des dépôts marins est continue, comme les Alpes orientales, avec

la série stratigraphique établie en Angleterre. C'est pour cela également que des savants éminents ont si souvent exprimé l'idée que cette série serait en rapport avec certains cycles, c'est-à-dire avec une cause permanente de modifications, déterminant un retour périodique de conditions semblables.

On peut faire diverses hypothèses sur la véritable nature de ces phénomènes, mais l'état actuel de la science ne comporte pas, à cet égard, de conclusion précise. Certains caractères se dégagent avec netteté, d'autres sont encore douteux. L'analyse de la série rhétienne des Alpes conduit à admettre que le mouvement positif qui a déterminé l'empiétement progressif des dépôts rhétiens sur une si grande partie de l'Europe et jusque dans le Nord de l'Écosse a été *oscillatoire*. La division du calcaire en bancs, les traces terrestres ou littorales que renferment les premiers « délits », les esquilles de terre rouge contenues dans le calcaire blanc ainsi que d'autres particularités conduisent d'une manière concordante à cette hypothèse. Les alternances observées dans l'île de Purbeck nous ont offert un second exemple du même genre. Les bancs calcaires récents de Sombrero et les traces de guano qui subsistent dans leurs intervalles suggèrent une interprétation analogue. D'autre part, il est incontestable que les veines « paraliques », intercalées au milieu des assises marines dans le terrain houiller, rappellent à beaucoup d'égards les *Zwischenmittel* du Rhétien des Alpes orientales : la réunion de ces veines en une couche unique, qui se produit quand on s'avance vers la terre, ne peut se concilier avec ce résultat sans un nouvel examen approfondi des circonstances. Toujours est-il que les gisements rhétiens surtout et ceux de Purbeck parlent en faveur d'oscillations nombreuses, mais de faible amplitude. On reconnaît nettement des oscillations plus importantes, qui déterminent par exemple l'avancée ou le recul des divers étages transgressifs du Lias : c'est ce qui ressort de la comparaison des coupes du Nord de l'Écosse avec celles de la Scanie, et peut-être aussi avec l'allure des couches de Hierlitz, dans les Alpes. Ce sont là, en d'autres termes, des cycles secondaires se produisant au sein des cycles principaux. Plus manifestes encore sont enfin les phases capitales, qui correspondent aux cycles de toute première importance.

Quant à ces phases capitales elles-mêmes, on ne peut manquer d'être frappé d'un fait, pour celles du moins que l'on connaît le mieux : c'est que l'élément positif de l'oscillation paraît représenter une durée beaucoup plus longue que l'élément négatif qui lui succède. Bien qu'il ne soit guère possible, dans l'état actuel de la

question, de formuler un jugement précis et définitif, on ne saurait néanmoins oublier qu'en Europe, depuis le Trias jusqu'au delà du Callovien, en passant par l'époque rhétienne, le Lias et tout le Jurassique inférieur, — il s'agit donc, comme on le voit, d'une période extrêmement longue, — les rivages, sauf quelques interruptions sans importance, ne cessent d'empiéter sur la terre ferme; encore à l'époque kimeridgienne, la mer, depuis la Sibérie, atteint à travers l'Europe les côtes actuelles de l'Atlantique; puis, pendant un espace de temps qui paraît avoir été infiniment plus court, autant que nous pouvons en juger, et qui correspond aux étages portlandien et purbeckien, survient une émerision générale : c'est l'époque des lagunes gypseuses, bientôt remplacées, sur le sol fraîchement exondé, par de grands lacs d'eau douce. Le même fait se reproduit à l'époque crétacée; d'après les documents dont nous disposons, il semble que pendant la première moitié de cette période les eaux marines aient eu une tendance à s'étendre de plus en plus, et cela aussi bien dans le Nord que dans le Sud, jusqu'à ce qu'il se produise un mélange partiel des faunes. Plus tard, à l'époque cénomaniennne, c'est seulement la région du Sud que l'on voit s'agrandir peu à peu dans la direction du Nord, et cette extension si remarquable du domaine maritime continue jusqu'à l'époque sénonienne : il y avait alors sur le globe, dans les zones tempérées et torrides, beaucoup moins de terres émergées que de nos jours, bien que la mer fût peut-être peu profonde sur de grandes étendues. Il est difficile de savoir si le facies saumâtre de l'étage de Laramie provient plutôt du progrès des atterrissements ou d'une baisse des rivages; en Europe, on constate après le Sénonien un rétrécissement général des mers, et le phénomène, selon toute apparence, a dû être incomparablement plus rapide; il fut, en tout cas, assez accentué pour donner naissance à des lacs d'eau douce dans le Midi de la France et dans la partie nord de l'Adriatique.

La lenteur extraordinaire des mouvements positifs est du reste mise en évidence par l'abrasion du substratum que l'on observe parfois sous les dépôts transgressifs. Il est à présumer que l'étude détaillée de certains horizons à phosphates possédant une grande extension conduira au même résultat.

L'émerision qui a succédé à la période jurassique a constitué le domaine sur lequel la flore des Dicotylédones arborescentes a supplanté la flore antérieure. La transgression cénomaniennne, en s'avancant sur les terres jusqu'alors émergées, dans l'Amérique du Nord comme en Europe, nous a conservé, à la base des dépôts qui

s'accumulaient, les restes de cette flore nouvelle<sup>1</sup>. De même, c'est à la régression post-crétacée que l'on doit la mise à nu des surfaces continentales où les Mammifères supérieurs, dans l'Amérique du Nord comme en Europe, se sont rapidement propagés.

Il est facile de constater que les transgressions s'avancent lentement sur la terre ferme. Ainsi, aux États-Unis, la transgression crétacée débute dans le Texas par des sables à Dinosauriens; l'étage suivant, les calcaires à Caprotines de Fredericksburg et la série de Washita, dépasse à peine les limites du Texas; les couches du Dakota, qui viennent ensuite, ne renferment d'espèces marines que jusque dans le Nouveau-Mexique et le Kansas, et encore sont-elles littorales dans le second de ces États; les fossiles qu'on y a recueillis dans le Dakota appartiennent à des formes habitant des eaux moins salées. C'est seulement plus tard que l'influence de la mer se fait sentir jusque très avant dans le Canada<sup>2</sup>.

Enfin l'allure tranquille et uniforme des phénomènes ressort de la superposition, en concordance, de dépôts relativement récents à des couches beaucoup plus anciennes. Les exemples d'un pareil fait sont fréquents. Murchison, en décrivant les bancs de coquilles d'espèces arctiques d'Oust-Vaga, sur la Dvina, a insisté sur leur concordance absolue avec les assises permienes, également horizontales, assises qui, dans d'autres localités, se montrent elles-mêmes rigoureusement concordantes avec des couches beaucoup plus anciennes, sans qu'aucun indice vienne trahir, au contact, l'étendue de la lacune. On est en droit de s'étonner de la chose, car il a dû nécessairement se produire dans l'intervalle une érosion ou une décomposition partielle de la roche, un changement quelconque de la surface, en un mot; aussi suis-je disposé à admettre que, même en pareil cas, l'abrasion a fait disparaître une certaine épaisseur de dépôts.

Une question se pose dès lors, c'est de savoir si ces mouvements positifs sont également eustatiques.

[1. Les premiers dépôts contenant des empreintes de Dicotylédones, dans les deux continents, paraissent être un peu plus anciens et remonter à la fin de la période jurassique ou au début de la période crétacée : W. M. Fontaine, *The Potomac or Younger Mesozoic Flora* (U. S. Geol. Survey, Monograph XV, 1889, 180 pl.); L. F. Ward, *Some analogies in the Lower Cretaceous of Europe and America* (16<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1894-95, part I, p. 310 et suiv., 1896); A. de Lapparent, *Traité de Géologie*, 4<sup>e</sup> éd., 1900, p. 1247.]

2. C. A. White, *On the Cretaceous Formations of Texas and their relation to those of other portions of North America* (Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, 1887, part 1, p. 39-47). [Sur les phases successives de la transgression crétacée au Texas, voir aussi les travaux cités au t. I du présent ouvr., p. 790, note 2; et ci-dessus, p. 485, note 4.]

Des matières solides sont sans cesse entraînées à la mer, soit mécaniquement, à l'état de particules qui vont se déposer sur le fond au voisinage des côtes, sous forme de sédiments détritiques, soit chimiquement, en dissolution, pour être reprises par certains organismes qui les transforment en coquilles calcaires ou siliceuses. Il faut y ajouter les produits volcaniques qui vont s'accumuler dans les profondeurs des mers. La puissance des terrains sédimentaires et l'importance des dénudations, qui représentent en bien des points, sur les continents, des kilomètres de couches enlevés, montrent combien le rôle de ces phénomènes de transport a été et est encore considérable. Il se produit donc un remplissage lent, mais continu, des aires océaniques, qui doit déterminer un déplacement général des mers; en même temps, cette transgression est facilitée par l'abaissement de plus en plus marqué des continents.

*La formation des sédiments provoque un déplacement positif ininterrompu, eustatique, des lignes de rivage.*

Ainsi, nous connaissons des mouvements eustatiques de deux sortes : les uns, résultant d'affaissements de l'écorce terrestre, sont épisodiques et négatifs; les autres, déterminés par l'accroissement des dépôts marins, ininterrompus et positifs (σ, II, p. 357, 441). Rien ne saurait mieux en faire ressortir le contraste que des exemples numériques, — ces évaluations, bien entendu, étant purement approximatives. Dès 1848, un judicieux observateur, Chambers, a cherché à déterminer la baisse générale du niveau des mers que provoquerait l'affaissement d'une partie de leur lit<sup>1</sup>. Choisissons une région dont l'effondrement, à une époque récente, est reconnu : l'Archipel grec et la mer Noire; en supposant que la mer Noire n'ait pas été occupée auparavant par un lac d'eau douce, et en admettant que les rives de tous les Océans soient verticales, si l'on prend comme point de départ les chiffres donnés par Krümmel pour le volume et la profondeur moyenne des mers, on trouve que la formation de ces deux bassins a dû déterminer, sur toute l'étendue de la planète, un mouvement eustatique négatif de près de 4 mètres d'amplitude. Au contraire, il faudrait une ablation de 10 mètres environ, répartie sur l'ensemble des terres émergées, pour donner lieu à un mouvement eustatique positif d'une égale importance. La profondeur moyenne des mers étant de 3438 mètres (Krümmel) et leur surface de 366 ou 368 millions

1. Chambers, *Ancient Sea Margins*, p. 319.

de kilomètres carrés, il en résulte que l'affaissement d'une aire continentale mesurant un peu plus de 100 000 kilomètres carrés de superficie jusqu'à une profondeur égale à la profondeur moyenne des mers correspond à une baisse générale de leur niveau de 1 mètre.

S'il y avait un motif quelconque pour supposer que la quantité d'eau existant à la surface de la planète peut augmenter ou diminuer, sous l'influence d'une cause tellurique ou cosmique d'ordre général, les résultats qui en seraient la conséquence, au point de vue qui nous occupe, rentreraient encore dans la catégorie des mouvements eustatiques; or ce phénomène se produit réellement, la quantité d'eau diminue par suite de la formation de nouveaux silicates, et elle augmente aussi, probablement, grâce aux éruptions volcaniques.

Les faits qui se dégagent de l'enquête à laquelle nous nous sommes livrés sur l'extension des mers anciennes, quelque incomplets qu'ils soient, ne me paraissent pas conduire à admettre que les mouvements eustatiques suffisent pour les expliquer. La réalité du rôle des mouvements eustatiques est hors de doute; leur intervention semble démontrée par le caractère rapide des grands mouvements négatifs, à la fin de la période crétacée par exemple : en d'autres termes, beaucoup de raisons militent en faveur de l'hypothèse que la limite entre le Crétacé et le Tertiaire, qui a déterminé l'émersion des continents sur lesquels se sont développés les Mammifères supérieurs, est due à un affaissement du lit des mers. Dans l'espèce, il est vrai, nous n'avons pas de preuves. Par contre, d'autres phénomènes ne possèdent pas les caractères des mouvements eustatiques.

L'analyse détaillée des séries stratigraphiques conduit souvent à admettre des oscillations nombreuses, quoique d'une faible amplitude, et ce fait est difficilement conciliable avec l'hypothèse de mouvements eustatiques.

Il n'existe aucune preuve de l'extension des terrains mésozoïques sous les hautes latitudes australes, en raison des mers et du manteau de glace qui les recouvrent; dans les régions arctiques, l'importante ceinture de dépôts secondaires qui, de l'île du Prince Patrick, se dirige par la partie nord-ouest de Bathurst vers les terres situées au nord de l'île Grinnell est encore également presque inconnue. On peut toutefois, dès à présent, reconnaître : 1° que la transgression qui s'est manifestée pendant la période rhétienne, le Lias et le Jurassique se propage, en Europe, à partir de la Mé-

diterranée centrale comme origine, c'est-à-dire des Alpes dans la direction du nord, et qu'on l'observe en même temps fort loin au sud, en Abyssinie et à Katch; 2° qu'à l'époque de la Craie inférieure (étage volgien), il se produit une transgression dans le Nord de la Russie et en Sibérie; des indices du même genre existent également dans l'Afrique australe (Uitenhage Series) et en Australie (pour l'étage aptien), mais le phénomène se reproduit en outre à la même époque à Katch et dans l'Europe centrale; 3° que la transgression cénomaniennne, à partir de la zone torride, s'étend vers le nord et vers le sud, mais, malgré sa très grande extension, épargne dans l'hémisphère boréal un domaine fort étendu (Est du Groenland, Spitzberg, Nord de la Russie, partie de la Sibérie, Nord de la Chine); 4° que la transgression éocène ne pénètre nulle part dans les régions arctiques; 5° que la transgression oligocène, partie au contraire de la mer Glaciale, atteint l'Allemagne par le versant oriental de l'Oural<sup>1</sup>. Il semble y avoir une certaine opposition entre les régions équatoriales et les régions polaires, mais toutes ces données sont provisoires, et le progrès incessant des découvertes pourra les confirmer ou les modifier dans une mesure plus ou moins sérieuse.

Quittons maintenant les mers appartenant à un passé lointain et considérons les sédiments plus récents, adossés aux versants des côtes actuelles, et les traces de nature variée qui témoignent des changements éprouvés sur ces côtes par la hauteur du rivage. Outre les causes d'erreur dont l'origine est locale, — nous en avons fait connaître au moyen d'exemples un certain nombre, — il en est beaucoup d'autres d'un caractère général. La première et la principale, sur laquelle je ne craindrai pas d'insister encore une fois, réside dans l'extrême difficulté que l'on éprouve à paralléliser exactement, au point de vue chronologique, les faits observés en des localités éloignées. Sous les hautes latitudes, les traces glaciaires fournissent des données dont il convient, du reste, de ne tirer parti qu'avec une grande réserve, car il y a eu plusieurs périodes glaciaires; il n'est pas du tout démontré que la disparition des glaces ait eu lieu dans le Nord de la Norvège au même moment que dans l'Europe centrale, et ce régime est encore en pleine vigueur au Groenland. Sous les tropiques, ce criterium fait lui-même défaut. Toujours est-il, comme on s'en rend compte de plus en plus nettement, que depuis l'époque de la grande extension des

[1. Sur la transgression oligocène en Russie, voir ci-dessus, p. 494, note 1.]

glaciers et le début de la tradition historique, qui remonte d'ailleurs à une date variable suivant les régions, des changements importants se sont produits. Mais nous n'avons aucun moyen de savoir si les traces négatives observées au voisinage du cap Comorin, par exemple, ou aux environs de Mejillones sont plus récentes ou plus anciennes que celles des mers du Nord, et, à cet égard, il faut nous contenter d'hypothèses. Tout ce que l'on peut dire, c'est que la période au cours de laquelle ces dépôts se sont formés a été fort longue : sur la côte de Guayaquil, on a trouvé au milieu d'un banc de coquilles des ossements du *Mastodon Andium*; à Calais et dans la basse vallée de la Lena, l'*Elephas primigenius* est postérieur aux « plages soulevées », dont la faune est déjà cependant celle qui peuple les mers actuelles du voisinage.

En outre, on ne doit pas oublier que l'emploi de données numériques prête à cet ordre de recherches une apparence de précision qui n'est nullement conforme à la réalité. Des trous de pholades peuvent caractériser assez exactement un certain niveau de la mer, de même qu'une plage délaissée, mais, en général, on ne connaît que l'altitude de bancs de coquilles ou de sédiments quelconques, et, naturellement, cette altitude ne coïncide pas avec l'horizon qui correspondrait à la surface de la mer à l'époque de la formation de ces dépôts.

Enfin toutes les tentatives qui ont été faites pour synchroniser les changements observés sous des latitudes diverses sont viciées par la disproportion qui existe à l'avantage des indices négatifs et au détriment des indices positifs, sous le rapport des chances qu'ont ces traces de rester visibles. On a vu que, même dans les oscillations où la tendance positive est nettement prépondérante, il y a des chances pour que l'on n'aperçoive qu'un seul repère négatif (II, p. 33). Ordinairement, les mouvements positifs sont masqués, et c'est seulement dans les mers chaudes, d'après la théorie de Darwin, à laquelle je suis assez porté à souscrire dans ses grandes lignes, que la croissance des récifs coralligènes nous fournirait la preuve d'un mouvement positif. Dans les mers plus froides, où il n'y a pas de coraux, nous ne trouvons rien qui nous mette sur la voie des mêmes phénomènes, et s'il s'était produit dans le Nord ou dans le Sud un mouvement positif d'une aussi faible amplitude, on n'en verrait aucune trace.

On a essayé plusieurs fois d'établir que la forme des parties submergées des côtes démontre des mouvements positifs. La principale de ces tentatives s'appuie sur le fait qu'il existe à l'embou-

chure d'un grand nombre de fleuves un sillon, prolongeant en quelque sorte jusqu'à une profondeur considérable le chenal du cours d'eau<sup>1</sup>.

Un exemple étudié avec beaucoup de soin est celui de l'*Hudson*, près de New York. Lindenköhl montre que la rigole sous-marine ne s'individualise nettement qu'à une dizaine de milles des côtes : dans ces parages, par 17 brasses de profondeur, le fond est un plateau argileux ; sur l'emplacement du sillon, la sonde descend à 25 brasses, sa profondeur relative est donc de 8 brasses ; mais bientôt elle augmente : à 20 milles, le plateau est à la profondeur — 27, le sillon à — 42. A 40 milles, la cote sur le plateau est — 43, la profondeur du sillon a diminué et il finit par disparaître, mais pour reprendre ensuite sous la forme d'une large vallée. A cette distance des côtes, le plateau continental est bordé par un talus très continu, dont la pente est assez forte : le sillon traverse cette sorte d'escarpement en y acquérant une grande profondeur. A 83 milles, le sillon a reparu, et c'est à 103 milles que le pied du ressaut en question est atteint. Dans cet intervalle de 20 milles la profondeur est, au début, de 60 brasses ; elle descend pendant le premier mille à 200 brasses et arrive à 474 brasses [868 m.]. Sur ce point, la largeur de la rigole est de 3 milles. La partie inférieure de cette profonde vallée, que l'on a qualifiée de « fjord sous-marin », possède des berges ayant 2 000 pieds de hauteur [600 m.] et une pente de plus de 14° ; une vase sableuse verdâtre en tapisse le fond et les versants<sup>2</sup>.

De l'existence de cette vallée sous-marine dans le prolongement du fleuve, ainsi que d'un certain nombre de faits du même genre constatés le long des côtes de Californie, au sud du cap Mendocino, on a conclu à un affaissement très important des parties adjacentes du continent<sup>3</sup>. Mais il faut objecter à cette manière de voir que les mêmes sillons ont été retrouvés par Hörnlimann à

[1. La plupart des exemples connus sont énumérés par E. Linhardt, *Über unterseeische Flussrinnen* (Jahresber. Geogr. Ges. München, XIV, 1890-91, p. 21-52, 2 pl.).]

2. A. Lindenköhl, *Geology of the Sea-bottom in the approaches to New York Bay* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XXIX, 1885, p. 475-480, carte). [Voir aussi J. D. Dana, *Long Island Sound in the Quaternary Era, with Observations on the Submarine Hudson River Channel* (Ibid., XL, 1890, p. 425-437, pl. X) ; A. Lindenköhl, *Notes on the Submarine Channel of the Hudson River and other Evidences of Post-Glacial Subsidence of the Middle Atlantic Coast Region* (Ibid., XLI, 1891, p. 489-499, pl. XVIII). Le sillon sous-marin en question est figuré dans H. Berghaus, *Physikalischer Atlas*, Abt. I, *Geologie*, 1892, feuille 13 ; et dans J. D. Dana, *Manual of Geology*, 4<sup>th</sup> ed., 1895, p. 18.]

3. G. Davidson, *Submarine Valleys on the Pacific Coast of the United States* (Bull. California Acad. Sc., 1887, II, p. 263-268) [et *The Submerged Valleys of the Coast of California* (Proc. California Acad. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., Geology, I, n° 2, p. 73-103, pl. IV-XII, 1897).]

l'embouchure du *Rhin* dans le lac de Constance, et à celle du *Rhône* dans le lac de Genève. Le « ravin » du Rhin est connu sur une longueur de 4 kilomètres et jusqu'à 125 mètres de profondeur; il est établi au milieu du cône de déjections sous-lacustre et sa largeur maximum atteint 600 mètres sur 70 de profondeur. On a suivi celui du Rhône sur 6 kilomètres; à 800 mètres du bord, la hauteur relative des versants qui le délimitent est de 50 mètres (fig. 126). Dans l'opinion de Forel, les alluvions charriées actuellement dans ces parages sont beaucoup trop abondantes pour que les traces d'une

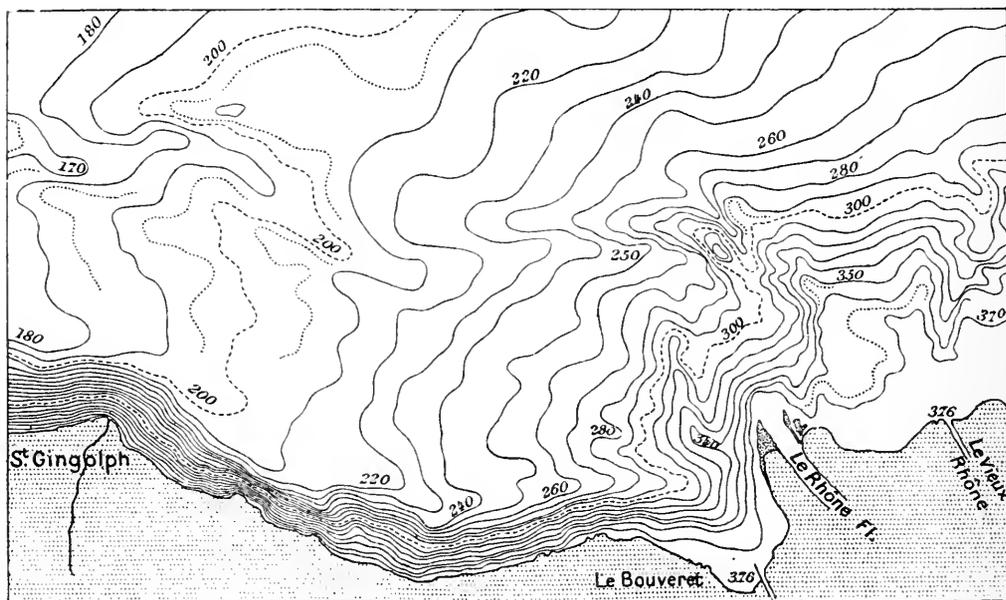


FIG. 126. — Ravin sous-lacustre du Rhône, d'après J. Hörnlimann (in F.-A. Forel, *Le Léman, monographie limnologique*, in-8°, Lausanne, 1892, p. 64, fig. 18).

Échelle de 1 : 60 000. L'équidistance des courbes, rapportées au niveau de la mer, est de 10 mètres; on a indiqué en pointillé quelques intercalaires, espacées de 5 en 5 mètres.

configuration antérieure du sol aient pu échapper aux effets du comblement. Il s'agit donc là, sans doute, d'une formation récente, déterminée à la surface du cône de débris par des forces agissant encore de nos jours. D'après Forel, les « ravins sous-lacustres » sont le résultat d'un phénomène d'érosion de l'époque actuelle, et attestent que les courants se font sentir dans les parties profondes des lacs : leur creusement serait dû à la température plus basse des eaux fluviales, chargées de limons, qui viennent y déboucher; c'est au printemps que le phénomène se produirait avec le plus de force<sup>1</sup>.

1. F.-A. Forel, *Les Ravins sous-lacustres des fleuves glaciaires* (C. R. Acad. Sc., Cl, 1885, p. 725-728). [Voir aussi F.-A. Forel, *Le Léman, monographie limnologique*, I, in-8°, Lausanne, 1892, p. 63-66 et 381-386; Eberhard Graf Zeppelin, *Ueber die neue*

Le plus grandiose des exemples de ce genre est celui que Buchanan a fait connaître à l'embouchure du *Congo*. Il y a là un profond cañon sous-marin, bordé de murailles escarpées de vase. Déjà, à 20 milles marins en amont de l'embouchure, le fleuve présente la profondeur extraordinaire de 150 brasses [275 m.], et le sillon a pu être suivi jusqu'à près de 100 milles marins au large, par des fonds de 1 000 brasses [1 800 m.]; à 35 milles marins de la côte, le cañon est encaissé de 3 000 pieds [900 m.] dans le plateau qui sert de bordure au continent. Buchanan admet qu'un courant infé-

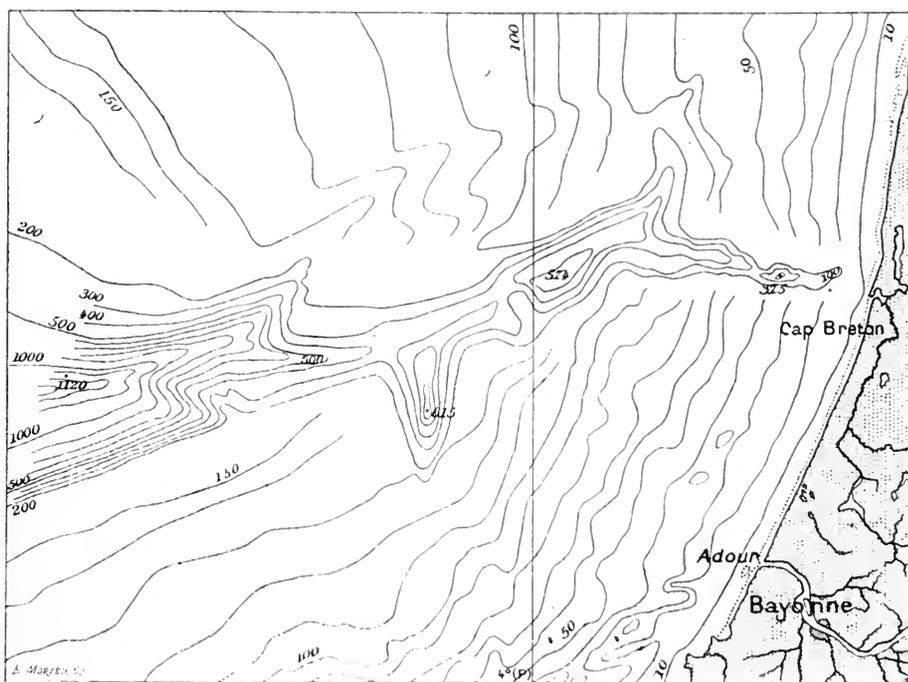


FIG. 127. — Le Gouf de Cap-Breton (Côte des Landes), d'après la *Carte de France* du Dépôt des Fortifications, Feuille X, S.E.

Échelle de 1 : 500 000. Équidistance des courbes : 10 m. jusqu'à 150 m. ; 100 m. au delà de 200 m.

rieur d'eau salée pénètre dans le lit du fleuve, en empêchant sur son parcours le dépôt des matières charriées : ce n'est donc pas le cañon qui s'est creusé, ce sont bien plutôt les sédiments qui se sont accumulés de part et d'autre<sup>1</sup>.

*Bodensee-Karte und die Gestalt (Relief) des Bodensee-Grundes* (Verhandl. XI<sup>te</sup> Deutsch. Geographentages zu Stuttgart, 1892, Berlin, 1893, p. 96-98, Taf. 1 B, 1 : 50 000) ; L. Duparc, *Origine probable du ravin sous-lacustre du Rhône* (Archives Sc. Phys. et Nat. Genève, 3<sup>e</sup> période, XXVII, 1892, p. 350-352) ; A. Delbecq, *Les ravins sous-lacustres des fleuves glaciaires* (Ibid., 4<sup>e</sup> période, I, 1896, p. 485-487) ; *Influence de la composition de l'eau des lacs sur la formation des ravins sous-lacustres* (C. R. Acad. Sc., CXXIII, 1896, p. 71-73) ; et *Les Lacs français*, in-4<sup>o</sup>, Paris, 1898, p. 66-72.]

1. J. Y. Buchanan, *On the Land Slopes separating Continents and Ocean Basins, especially those on the West Coast of Africa* (Scottish Geogr. Mag., III, 1887, p. 222) ;

Ainsi, on ne saurait voir en aucun cas, dans ces lignes de dépression sous-marines, l'indice d'un mouvement positif<sup>1</sup>.

Tandis que les mouvements positifs, en dehors des mers à îles coralliennes, sont si rarement observables d'une manière directe, les traces de mouvements négatifs se retrouvent dans toutes les parties du globe. Sous les hautes latitudes, leur netteté est souvent accentuée par les atterrissements qui ont pris naissance pendant la période glaciaire ou lors de la disparition des glaciers. Ce transport de sables et de roches désagrégées a été si considérable que, dans l'Amérique du Nord, certaines vallées ont été entièrement comblées, de telle sorte que les cours d'eau ont dû plus tard se creuser un nouveau lit<sup>2</sup>. Dana, Berendt et d'autres géologues ont supposé que la fonte rapide des glaces et des neiges, en provoquant des inondations violentes, peut-être à plusieurs reprises, était la cause de ces phénomènes de transport<sup>3</sup>.

Buchanan signale un certain nombre d'autres sillons sur la même côte et mentionne l'existence d'une fosse du même genre au large de l'embouchure de l'Adour. [C'est la dépression connue sous le nom de *Gouf de Cap-Breton*, dont nous donnons ci-contre une figure. Voir aussi A. Penck, *Morphologie der Erdoberfläche*, II, Stuttgart, 1894, p. 614-616; O. Marinelli, *Intorno alla origine della profonda cavità esistente nel porto di Malamocco* (Rivista Geogr. Ital., III, 1896, p. 200-214); H. Benest, *Submarine Gullies, River-Outlets, and Fresh-water Escapes beneath the Sea-level* (Geogr. Journ., XIV, 1899, p. 394-413, 2 cartes).]

[1. Nul n'a été plus loin dans cette voie que J. W. Spencer, qui assimile par exemple les profondes dépressions de la mer des Antilles à un réseau de vallées fluviales submergées; R. T. Hill, J. W. Mc Gee et A. de Lapparent ont d'ailleurs montré la fragilité de cette hypothèse. Voir J. W. Spencer, *The high Continental Elevation preceding the Pleistocene Period* (Bull. Geol. Soc. of America, I, 1890, p. 65-70); *Terrestrial submergence South-east of the American Continent* (Ibid., V, 1894, p. 19-21, pl. I); *Reconstruction of the Antillean Continent* (Ibid., VI, 1895, p. 103-140, pl. I); *Geographical Evolution of Cuba* (Ibid., VII, 1896, p. 67-94); *Late Formations and Great Changes of Level in Jamaica* (Trans. Canadian Inst., V, 1898, p. 325-357, pl. I-VI); *Resemblance between the Declivities of High Plateau and those of Submarine Antillean Valleys* (Ibid., p. 359-368, carte); *The West Indian Bridge between North and South America* (Popular Science Monthly, LIII, 1898, p. 10-30, 4 pl.). Voir aussi W. Upham, *The Fjords and Lake Basins of North America considered as evidence of Preglacial Continental Elevation* (Bull. Geol. Soc. of America, I, 1890, p. 563-567), et *Fjords and Submerged Valleys of Europe* (Amer. Geologist, XXII, 1898, p. 101-108); Ed. Hull, *Further Investigations regarding the submerged Terraces and River Valleys bordering the British Isles* (Geol. Mag., Dec. 4, V, 1898, p. 351-357), et *On the Sub-Oceanic Physical Features of the Coast of Western Europe, including France, Spain, and Portugal* (Geogr. Journ., XIII, 1899, p. 285-294).]

[2. Pour des exemples, voir G. F. Wright, *The Ice Age in North America*, in-8°, New York, 1890, p. 268-278; F. Leverett, *The Preglacial Valleys of the Mississippi and its Tributaries* (Journ. of Geol., III, 1895, p. 740-763).]

3. J. D. Dana, *On southern New England during the melting of the Great Glacier* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., X, 1875, p. 168-183, etc.); G. Berendt, *Die Sande im nord-deutschen Tieflande und die grosse diluviale Abschmelzperiode* (Jahrb. K. preuss. Geol. Landesanst. für 1881, Berlin, 1882, p. 482-495). [Voir aussi W. Upham, *A Review of the Quaternary Era, with special reference to the Deposits of Flooded Rivers* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLI, 1891, p. 33-52).]

Dans ces amas de matériaux meubles, non seulement il s'est creusé des lignes de rivage sur le bord de la mer, mais aussi des terrasses, jusque fort avant dans l'intérieur et dans les hautes vallées des pays de montagnes, ou des flèches littorales ont été construites à leurs dépens. Une partie de ces terrasses est d'origine lacustre, et le rôle des lacs de barrage glaciaire, en particulier, est manifeste; d'autres résultent de l'action des cours d'eau. On a souvent insisté, dans cet ouvrage, sur la nécessité de distinguer les terrasses fluviales de celles qui proviennent du travail de la mer<sup>1</sup>. Le mode de formation de la plupart des terrasses fluviales est le suivant : le cours d'eau, cherchant à conquérir sa pente d'équilibre, décrit des méandres à la surface des alluvions. En temps de crue, grâce à l'accroissement de la force centrifuge au sommet de ces méandres, le rayon de courbure diminue et le courant affouille les rives convexes en y déterminant des gradins successifs. Si ce processus se répète, le cours d'eau s'encaisse, les méandres se déplacent, leur saillie diminue peu à peu et de temps en temps il arrive qu'une partie convexe atteint le voisinage d'un ancien escarpement, mais à un niveau inférieur. Il se forme alors un second gradin; plus tard, il s'en formera peut-être un troisième, et ainsi de suite. Le cheminement des méandres, combiné avec l'approfondissement du lit, — telle est la cause du phénomène. Hitchcock, dès 1857, est arrivé très près de cette explication, que Rüttimeyer, Hugh Miller, Mühlberg et Nikitin ont successivement retrouvée plus tard, en étudiant les cours d'eau de la Suisse, de la Grande-Bretagne et de la Russie; les ingénieurs qui s'occupent de la correction des rivières de montagnes la connaissent depuis longtemps<sup>2</sup>.

Les modifications du rivage, quand elles sont importantes, doivent affecter la pente des cours d'eau jusqu'à une grande distance, surtout lorsqu'il n'y a pas de cataractes. Mais, naturellement, les

[1. Sur la distinction des divers types de terrasses et leur origine, voir G. K. Gilbert, *Lake Bonneville* (U. S. Geol. Survey, Monogr. I. 1890, p. 74-89, et 5<sup>th</sup> Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1883-84, p. 112-121, pl. XVIII-XX).]

2. Edw. Hitchcock, *Illustrations of Surface Geology*, in-4<sup>o</sup>, vi-151 p., 12 pl., Washington. 1857 (Smithsonian Contrib. to Knowledge); L. Rüttimeyer, *Ueber Thal und Seebildung*, in-8<sup>o</sup>, Basel, 1869, p. 137 et suiv.; H. Miller, *River-Terracing : Its Methods and their Results* (Proc. R. Phys. Soc. Edinburgh, VII, 1882-83, p. 263-306); F. Mühlberg, *Die heutigen und früheren Verhältnisse der Aare bei Aargau* (Programm Aarg. Kantonsschule, in-4<sup>o</sup>, Aarau, 1885, p. 1-46, carte); S. Nikitin, *Die Flussthäter des mittleren Russland* (Mém. Acad. Imp. Sc. St.-Pétersbourg, 7<sup>e</sup> sér., XXXII, n<sup>o</sup> 5, 1884, p. 19). [Voir aussi R. S. Tarr, *A hint with respect to the Origin of Terraces in Glaciated Regions* (Amer. Journ. Sc., 3<sup>d</sup> Ser., XLIV, 1892, p. 59-61); R. E. Dodge, *The Geographical Development of Alluvial River Terraces* (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XXVI, 1893, p. 257-273); A. Penck, *Morphologie der Erdoberfläche*, II, *passim*, etc.]

terrasses fluviales situées au voisinage de la mer sont plus récentes que les derniers mouvements des côtes. On peut citer comme exemple le Divi, avec ses terrasses établies dans le domaine des anciennes plages marines et des niveaux délaissés par les lacs glaciaires<sup>1</sup>. C'est ainsi également qu'on trouve des terrasses fluviales sous toutes les latitudes, pourvu seulement qu'il y ait des masses suffisantes de débris à transporter : nous en avons signalé dans la vallée de l'Amazone<sup>2</sup> et Gabb en a décrit à Haïti, mais c'est surtout dans les régions plus voisines des pôles que le phénomène acquiert son complet développement.

Après s'être ainsi dégagé, dans la mesure du possible, de l'influence de ces diverses causes d'erreur, on arrive à se faire l'idée suivante des oscillations récentes des lignes de rivage :

Les côtes arctiques présentent jusqu'à une altitude considérable des traces négatives; cette altitude va en diminuant vers le sud, et leur continuité plus ou moins parfaite dépend de plusieurs circonstances : la configuration du terrain, l'allure simple ou découpée du rivage, l'intensité variable des dénudations ultérieures. Toutefois, cet abaissement progressif ne paraît pas affecter partout un taux uniforme : il est plus rapide, par exemple, sur la côte est de l'Amérique du Nord que sur la côte ouest.

Dans l'Afrique australe, dans le Sud de l'Australie, de la Nouvelle-Zélande et de la Patagonie, on connaît de même, à une hauteur très notable, des traces négatives. Leur diminution d'altitude vers le nord est établie pour la Nouvelle-Zélande et l'Est de l'Amérique du Sud. Il semble que le rivage oriental de l'Australie corresponde à une cassure récente. L'Ouest de l'Amérique du Sud a également fourni, sous les hautes latitudes, des traces négatives; mais la présence de « rebuts de cuisine » et de terrasses dont l'origine est probablement lacustre vient, avec d'autres sources d'erreur, compliquer les recherches. Les autres côtes (Afrique australe, Australie occidentale) sont trop peu connues pour que la hauteur des traces négatives qu'on y a signalées puisse entrer en ligne de compte.

Sur la côte occidentale de l'Amérique du Sud, il existe des traces négatives élevées jusqu'au 27° de lat. S., mais on ne peut encore décider si des gisements tels que ceux de Mejillones et du

1. Dausse décrit les terrasses de transport dans sa *Nouvelle note sur les terrasses alluviales* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2<sup>e</sup> sér., XXV, 1867-68, p. 752-762).

[2. Sur les terrasses d'alluvions anciennes ou *Mesas* des Andes Colombiennes, voir W. Sievers, *Die Cordillere von Mérida* (Geogr. Abhandl., hersg. v. A. Penck, III, Heft 1, 1888, p. 145-166).]

Cerro Gordo ne devraient pas être plutôt considérés comme antérieurs à l'établissement du régime actuel.

Quand les traces négatives s'élèvent jusqu'à une certaine hauteur, elles sont discontinues, c'est-à-dire qu'elles se montrent à plusieurs niveaux successifs, au nombre de deux, trois, ou même dix, séparés par des lacunes.

On connaît également, sous les tropiques, des traces négatives, mais à une altitude faible ou médiocre, par exemple à Guayaquil, presque sous l'Équateur, et sur la côte orientale de l'Afrique. Elles dessinent une ceinture très nette sur tout le pourtour septentrional de l'Océan Indien, notamment dans la presqu'île de l'Inde : de même encore, dans une très grande partie des archipels de la Polynésie, au milieu du domaine des îles coralligènes, il existe des traces négatives jusqu'à 100 mètres environ au-dessus du niveau actuel de la mer<sup>1</sup>.

Les indices de mouvements positifs fournis par des récifs coralliens avec lagunes ne se montrent que dans les mers chaudes. Il est facile de remarquer toutefois que dans les parties de l'Océan Pacifique habitées par les polypiers constructeurs, les récifs « vivants » sont plus récents que les blocs calcaires, mis à sec par le mouvement négatif, auxquels ils servent de bordure. On observe le même fait aux Antilles, et partout, dans la zone équatoriale, il y a lieu de considérer le mouvement positif comme le dernier.

Il ressort de là que les mers chaudes ont vu se produire des oscillations, d'où l'on doit conclure que les traces négatives discontinues des régions boréales et australes ont bien réellement pris naissance également sous l'influence d'oscillations.

Aux Antilles et dans la mer de Banda, ainsi que dans d'autres régions, une difficulté sérieuse se présente, par suite de l'existence de calcaires tertiaires dont la limite supérieure n'a pu être définie presque nulle part avec certitude<sup>2</sup>.

Toutes les traces d'anciens rivages dont il a été question jusqu'à présent sont toujours horizontales et absolument indépendantes de la structure des côtes. Elles présentent les mêmes caractères dans le domaine du Pacifique et dans celui de l'Atlantique, en pays

[1. Pour une rectification à ce chiffre, qui est dépassé dans une proportion notable, voir ci-dessus, p. 534, note 2, et 812, note 2.]

2. Les horizons supérieurs se prolongent à l'est de la mer de Banda dans l'Océan Indien; c'est ce qui ressort notamment d'une observation d'Aldrich à l'île Christmas (11° de lat. S), au sud de Java (Nature, XXXVII, 1887-88, p. 204); le sommet, qui mesure 1200 pieds d'altitude [365 m.], est en calcaire corallien, et sur les versants il paraît y avoir trois terrasses.

archéen comme en pays volcanique, qu'il s'agisse de plateaux stratifiés ou de chaînes de plissement découpées par des *rias*. Dans les cas extrêmement rares où des accidents tectoniques récents viennent se superposer à ces traces littorales, comme au détroit de Cook, les deux phénomènes se montrent tout à fait indépendants l'un de l'autre, exactement comme les terrasses de l'ancien lac Bonneville (fig. 128), que l'évaporation a fait disparaître, vis-à-vis des failles modernes du pied des monts Wasatch.

Quoiqu'il reste encore à propos de ces questions bien des points obscurs, réclamant de nouvelles recherches, on peut dès à présent affirmer que toute une série d'hypothèses, mises en avant pour

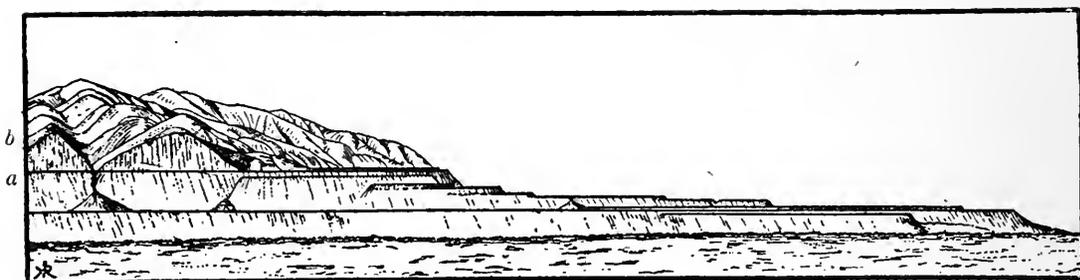


FIG. 128. — Anciennes terrasses lacustres de l'Utah. Vue prise à Dove Creek, d'après G. K. Gilbert (*Lake Bonneville*, 1890, pl. XXII, p. 138).

Différence d'altitude des terrasses *a* et *b* = 125 m.

rendre compte de ces transformations, ne sont pas conciliables avec les faits connus à l'heure actuelle.

Il est tout à fait impossible d'expliquer ces mouvements, qui se poursuivent en affectant l'allure d'oscillations autour de toutes les côtes et sous toutes les latitudes, sans manifester la moindre relation avec la structure des continents, par des soulèvements ou des affaissements de ces derniers. Les transgressions des périodes anciennes sont beaucoup trop étendues et trop uniformes pour avoir pu être déterminées par des mouvements de la lithosphère, et il en va de même pour ces modifications toutes récentes des lignes de rivage.

Il est également impossible de concilier ces résultats avec les théories dans lesquelles on admet une accumulation alternative des eaux aux deux pôles, selon la doctrine d'Adhémar. Le développement simultanément et la grande hauteur des traces négatives sous les hautes latitudes, aussi bien dans l'hémisphère boréal que dans l'hémisphère austral, sont absolument contraires à une telle hypothèse.

Autant, du moins, qu'on peut hasarder une opinion, il semble

bien plutôt que ce qui caractériserait les derniers mouvements, ce serait une accumulation des eaux à l'Équateur et une diminution autour des pôles : il ne s'agirait là que d'une des oscillations qui se succèdent avec la même tendance, positive à l'Équateur et négative aux pôles.

On observe aujourd'hui des traces négatives sous toutes les latitudes. On peut essayer de les expliquer exclusivement par des phénomènes eustatiques négatifs, c'est-à-dire par de grands affaissements, mais cela supposerait une baisse uniforme du niveau de la mer de plus de 1 000 pieds à une époque toute récente. Il paraît bien plus naturel d'admettre que les traces négatives rencontrées à une certaine altitude sous les tropiques ne sont pas du même âge que celles des régions circumpolaires, et qu'il se produit alternativement une accumulation des eaux marines autour des pôles, puis à l'Équateur. Dans le nombre, il existe peut-être des lignes négatives déterminées par des mouvements eustatiques, mais, jusqu'à présent, nous ne savons pas les distinguer des autres.

Ce résultat s'accorde bien avec la nature oscillatoire des mouvements que l'étude des couches successives nous conduit si souvent à admettre pour les périodes anciennes. Il est également en harmonie avec le balancement particulier que l'extension de certains terrains, en Europe, semble mettre en évidence. La terminologie stratigraphique a été créée dans une région qui était en quelque sorte le domaine d'inondation sur lequel venait déborder la Méditerranée centrale. Telle est l'origine des nombreuses lacunes de la série anglaise. Les phases négatives correspondent en général aux limites de terrains; mais nous ne saurions dire avec certitude, dès maintenant, quelles sont celles qui résultent d'oscillations et celles qui proviennent de mouvements eustatiques.

Ces conclusions et ces conjectures sont à rapprocher d'une hypothèse due à Penck et suivant laquelle, à l'époque glaciaire, l'accumulation des glaces autour des pôles aurait déterminé un accroissement d'attraction<sup>1</sup>. Mais Penck n'a signalé l'attraction des glaces que comme l'une des causes multiples qui, à diverses époques, ont

1. A. Penck, *Schwankungen des Meeresspiegels* (Jahresb. Geogr. Ges. München VII, 1882, p. 47-116); A. de Lapparent, *Le Niveau de la Mer* (Bull. Soc. Géol. de Fr. 3<sup>e</sup> sér., XIV, 1885-86, p. 368-385); Hergesell, *Ueber die Aenderung der Gleichgewichtsfliächen der Erde durch die Bildung polarer Eismassen und die dadurch verursachten Schwankungen des Meresniveaus* (Gerland, *Beiträge zur Geophysik*, I, in-8°, Stuttgart, 1887, p. 58-114); E. v. Drygalski, *Die Geoid-deformationen der Eiszeit* (Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXII, 1887, p. 169-280). [Voir aussi S. Günther, *Lehrbuch der Geophysik*, 2. Aufl., II, 1899, p. 583 (bibliographie).]

fait sentir leur influence sur le niveau de la mer, et telle est bien la vérité; on ne doit pas oublier que la plupart des terrasses dont il a été question dans cet ouvrage sont postérieures à la grande extension des glaces. À côté de ce facteur, il y a lieu de tenir compte de l'attraction variable des masses continentales, de l'accroissement local d'attraction résultant de l'apport des sédiments ( $\alpha$ , II, p. 357). phénomène qui a été l'objet de recherches spéciales de la part de Zöppritz, enfin d'un grand nombre de circonstances secondaires, telles que l'orientation du rivage relativement au sens de la propagation des marées, le débit des cours d'eau tributaires, l'intensité de l'évaporation, etc.<sup>1</sup>.

Ces résultats provisoires étant acquis, revenons aux mouvements de la croûte extérieure du globe et aux divers modes de dislocation qui résultent des efforts telluriques.

A cet égard, l'ensemble des faits connus parle nettement contre toute tentative qui prétendrait expliquer les phénomènes de cet ordre par la théorie du soulèvement, c'est-à-dire par un mouvement de bascule de l'écorce. On ne saurait concevoir ainsi ni les petites oscillations multiples, ni les grandes, qui embrassent la terre entière. Il est impossible d'expliquer, par des mouvements de la lithosphère, que l'on retrouve dans la série des terrains les mêmes lacunes aux États-Unis et au centre de la Russie, impossible également de rendre compte de la formation de longues terrasses horizontales, tout à fait indépendantes de la structure des côtes où on les observe<sup>2</sup>.

D'ailleurs, à côté des mouvements verticaux, il s'est également produit dans l'écorce terrestre des mouvements horizontaux; des chaînes de montagnes allongées ont pris naissance, et leur apparition a donné lieu à des modifications locales très profondes, mais le niveau général des océans a varié sous l'empire de circonstances différentes. C'est ce que l'on voit très bien par l'exemple des Alpes: elles s'élèvent dans le domaine de la Méditerranée centrale, d'où sont parties à plusieurs reprises, vers le nord et vers le sud, les transgressions. Par l'effet du refoulement latéral, les dépôts accumulés au fond de cette mer ont plus tard été soulevés de manière

[1. Voir V. Hilber, *Erosionsbasis und Meeresverschiebungen* (Zeitschr. f. Wiss. Geogr., VI, 1887, p. 201-214; VII, 1889, p. 286-299).]

2. Cette conclusion, que la théorie du soulèvement est insuffisante et ne répond pas aux faits, se trouve déjà exprimée dans un certain nombre de manuels récents, par exemple dans H. J. Klein, *Physische Geographie*, p. 341; A. Supan, *Grundzüge der physischen Erdkunde*, in-8°, Leipzig, 1884, p. 183 et suiv.; S. Günther, *Lehrbuch der Geophysik*, II, in-8°, Stuttgart, 1885, p. 455, etc.

à former de hautes montagnes, ce qui nous a permis de dire que les Alpes représentent une mer comprimée. Mais cet écrasement tangentiel n'a exercé, d'une façon immédiate, aucune influence appréciable sur le niveau des océans. La conséquence indirecte du plissement, quand il affecte une région émergée, c'est d'augmenter la pente des cours d'eau et d'accroître le volume des précipitations atmosphériques et des matériaux charriés; quand le phénomène a lieu sous la mer, on doit tenir compte des rapports réciproques existant entre les affaissements et les plissements, mais c'est un point dont nous aurons à nous occuper plus tard.

Il peut enfin se produire par exception, sous l'influence du refoulement latéral, un bombement de grande amplitude, comme Diener l'a observé dans le Liban et l'Antiliban; mais cette solution elle-même n'est pas d'un bien grand poids dans la balance, dès qu'il s'agit du niveau général des océans<sup>1</sup>.

Le but essentiel de cette troisième partie a été de chercher à apprécier la nature des mouvements océaniques et leur degré de dépendance plus ou moins intime vis-à-vis des mouvements telluriques. Selon toute probabilité, l'Océan est soumis à un mouvement propre qui, au bout d'un temps très long, fait alterner à l'Équateur des phases positives avec des phases négatives. On ne pourra parler de ce mouvement de l'Océan d'une façon moins vague que quand on connaîtra mieux la succession des couches dans les hautes latitudes, et quand on sera parvenu à différencier nettement les terrasses formées sur le bord des lacs glaciaires de celles qui sont d'origine marine. Mais ces grandes oscillations ne s'ajoutent pas, dans l'immensité du temps, elles se compensent. L'émersion permanente des continents est, en somme, le résultat d'affaissements locaux de la surface terrestre, qui, chaque fois, ont appelé une partie des eaux marines dans les fosses ainsi constituées, en abaissant du même coup le niveau général des rivages. Tout mouvement eustatique négatif de ce genre augmente, dans l'ensemble du globe, la pente des cours d'eau et stimule la dégradation des terres émergées, d'où abondance plus grande des sédiments et, en fin de compte, mouvement eustatique positif. L'oscillation océanique tend aux mêmes conséquences quand elle est négative, et l'oscillation positive elle-même provoque un accroissement dans la

1. C. Diener, *Libanon*, 1886, p. 398; l'hypothèse mise en avant par Löwl, d'une coïncidence entre les mouvements de la mer et ceux de la croûte terrestre, est ingénieuse, mais je ne connais pas d'exemple auquel il soit réellement possible de l'appliquer. F. Löwl, *Die Ursache der säcularen Verschiebungen der Strandlinie; Vortrag*, in-8°, Prag, 1886.

sédimentation, en tant qu'elle détermine l'abrasion des territoires envahis. Il se produit ainsi une sorte de balancement. Les affaissements eustatiques et le dépôt des sédiments sont des phénomènes dont les effets s'ajoutent, et au cours des périodes géologiques les mouvements eustatiques négatifs l'ont toujours emporté. Le plissement des chaînes de montagnes ne vient jouer là qu'un rôle secondaire.

La constitution des régions baignées par le Pacifique montre que cet Océan existait déjà à l'époque triasique, et que, depuis lors, son étendue n'a cessé de diminuer. Celle des régions qui bordent l'Atlantique témoigne que la détermination du tracé général des rivages y remonte à une date plus tardive, mais que cependant, depuis l'époque crétacée, le domaine maritime a vu sa superficie se réduire de plus en plus. La Méditerranée est entourée de traces négatives qui s'étendent de l'Europe centrale jusque dans l'Iran, enregistrant en quelque sorte les progrès de son rétrécissement graduel, avec minimum entre le Miocène et le Pliocène. On peut pousser plus loin l'analyse, et un jour viendra où le faible développement des traces négatives autour de la mer Noire et dans le Nord de l'Adriatique servira de point de départ pour déterminer plus exactement l'âge de ces affaissements<sup>1</sup>. C'est ainsi que les terres émergées sont devenues habitables, grâce à la prépondérance des mouvements négatifs. C'est de l'histoire des mers que résulte l'histoire des continents. —

Notre voyage d'enquête à travers les bibliothèques et les relations écrites est à présent terminé, et nous revenons au spectacle grandiose qui nous a servi de point de départ, à la plage et aux flots perpétuellement agités de l'Océan. Les vagues continuent sans relâche à faire entendre leur sourd grondement; le flux recommence toujours à descendre et le reflux à monter dans les mêmes limites verticales. Et l'amplitude de ce balancement des marées n'a pas varié d'une manière appréciable, aussi loin que l'homme peut remonter dans le passé de sa propre espèce.

L'on nous a enseigné qu'il n'en est pas ainsi, que des portions notables de la planète s'élèvent lentement, tout d'une pièce, tandis que d'autres s'affaissent, ou que des régions entières, comme la

1. Sur la côte d'Istrie, on a trouvé des dépôts de terre rouge dans lesquels sont intercalés des bancs à coquilles marines et de petits galets roulés; mais l'altitude en est si faible, qu'il est fort possible que cette intercalation résulte d'un simple ras de marée; Stache, *Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst.*, 1872, p. 221 (cette altitude est de 1 à 2 pieds tout au plus à Pola); Marchesetti, *Boll. Soc. Adriat., Trieste*, VII, 1882, p. 303-304, note (+ 1 mètre vers la pointe sud de l'Istrie).

Scandinavie, le Groenland, l'Australie, la Nouvelle-Zélande, sont soumises à un mouvement de bascule; que l'Amérique du Sud et la Norvège ont été soulevées par saccades, et que ces phénomènes se produisent encore de nos jours avec une amplitude susceptible de se traduire par des mesures.

Or ce n'est pas le sol de la Suède qui se relève : c'est la Baltique, cette mer presque fermée, dont le niveau est sous l'influence de facteurs climatiques, qui se vide peu à peu et traverse une phase de diminution croissante, d'où abaissement de plus en plus marqué du rivage dans les parties de son périmètre les plus éloignées de l'ouverture. Au Groenland, les prétendus changements de niveau qu'on a signalés au fjord d'Igalliko ne sont pas réels. Les oscillations qui ont laissé leurs traces sur les colonnes du temple de Sérapis, à Pouzzoles, se ramènent à des mouvements locaux au sein d'un cratère presque éteint; elles n'ont pas été ressenties à Naples, malgré le voisinage, et rien ne les rapproche des terrasses horizontales qui se poursuivent tout le long des côtes de l'Italie. Tandis qu'ainsi la force démonstrative des divers exemples invoqués tour à tour s'amointrit singulièrement ou même se réduit à néant, une foule de cas se présentent où la stabilité qui caractérise le régime actuel apparaît comme datant des origines de la tradition historique, ou d'une époque plus lointaine encore; dans des centaines de localités, la mer s'est chargée elle-même de graver profondément dans le roc, au niveau des marées, les marques de son passage.

Depuis plusieurs milliers d'années, la pente du Nil est restée invariable; l'emplacement de ses bouches est le même que jadis; le Bahr-Youssouf continue à couler vers le lac sacré des Crocodiles, le lac Mœris, et le Canal d'eau douce arrose encore la vallée des Sept-Fontaines. Le cordon littoral qui s'appuie sur le promontoire du Casius subsiste, après avoir probablement servi au passage de Moïse et des Israélites. La flèche de la mer d'Azov et celle de Perekop, que l'on appelait dans l'antiquité la « Carrière d'Achille », existaient déjà il y a plusieurs dizaines de siècles. Des voies romaines suivent les levées de sable de la Toscane, et l'émissaire primitif de Cosa sert encore aujourd'hui de déversoir aux lagunes de cette côte. C'est à une époque beaucoup plus reculée que nous reportent les anciens cordons littoraux qu'on voit au milieu des atterrissements, en arrière des plages actuelles, dans le delta du Pô et de l'Adige au nord de Comacchio, à l'ouest des bouches du Rhône près d'Aigues-Mortes et au large de la baie de Mobile à l'embouchure du Mississipi, de même que le puissant appareil, édifié

par le courant froid du Nord, qui sert de socle aux Keys de la Floride jusqu'aux Tortugas. Valmiki, le poète du Ramayana, le peintre enthousiaste de la nature animée et inanimée aussi bien que de l'âme humaine, nous révèle combien ses contemporains s'étonnaient déjà, à la vue de la longue flèche dont les débris rattachent aujourd'hui Ceylan au continent. Il a fallu plusieurs millénaires de calme aux grands atterrissements du bas Mékong pour s'accumuler en aval de Pnom Baché, couper le golfe et le transformer en une série de lacs, en donnant ainsi naissance au Tonlé-Sap, ce courant d'eau douce qui, pendant une partie de l'année, se dirige du Mékong vers les lacs, et, le reste du temps, leur sert de déversoir dans le Mékong, puis dans la mer. Les anciens documents chinois ne s'étendent pas jusqu'aux limites maritimes, mais il ressort de l'examen auquel Richthofen s'est livré sur le Yu-Koung que le réseau fluvial de la grande plaine, il y a quatre mille ans, était sensiblement le même qu'aujourd'hui, et soumis probablement aux mêmes inondations désastreuses qu'à notre époque.

Les changements susceptibles de mesure se bornent donc, abstraction faite des influences météoriques variables, aux pertes éprouvées par les continents sous l'effort des vagues et au gain qui résulte du progrès des atterrissements; à l'affaissement local, par saccades, de terrains d'alluvions recouverts de forêts ou d'édifices; à des oscillations locales au voisinage de certains volcans; enfin, mais c'est là un cas fort rare, à la production, au bord de la mer, de véritables dislocations, comme le fait a eu lieu en 1856 dans la Nouvelle-Zélande, à travers le détroit de Cook<sup>1</sup>.

Cependant le niveau des rivages a souvent changé, et chaque grain de sable qui se dépose aujourd'hui dans l'Océan contribue pour sa part, quelque minime qu'elle soit, à déplacer les eaux marines de leur lit. Mais qui oserait évaluer en chiffres le taux de cette modification? Une baisse considérable du rivage s'est produite tout autour de la mer du Nord depuis la disparition des glaces quaternaires, et néanmoins, de l'Escaut jusqu'au Vlie, on trouve aujourd'hui, en avant des dunes, les restes de constructions romaines: ces ruines mettent en évidence le cheminement des sables, mais elles prouvent aussi peu une modification de la hauteur du rivage que le « Fort des Vikings » à Romö. Mais qu'est-ce que quelques milliers d'années dans le cours d'une vie planétaire? Et quand nous voyons aujourd'hui, entre le golfe de Messénie et le golfe de

[1. Pour d'autres exemples du même genre, voir ci-dessus, p. 37 et 38, notes.]

Laconie, les cavernes littorales précisément au même niveau qu'il y a deux mille ans, où trouverions-nous une échelle pour mesurer le temps qu'il a fallu à la mer, même aidée par les cours d'eau et les agents atmosphériques, pour niveler des chaînes entières et des continents et déposer sur la tranche des plis rasés des milliers de mètres de nouveaux sédiments, comme le fait s'est produit dès avant l'époque silurienne au Texas, dans le Nord de la Chine et en d'autres régions fort étendues? Pendant la période carbonifère, des chaînes de plissement ont surgi, puis elles ont été rabotées et couvertes une seconde fois de sédiments houillers.

Pour rendre sensible l'immensité de l'espace céleste, l'astronome n'a qu'à rappeler le parallélisme des rayons visuels ou les taches blanches de la voie lactée. Il n'existe pas de terme de comparaison analogue qui vienne nous révéler immédiatement la grandeur des durées cosmiques; on ne connaît même pas d'unité à laquelle on puisse rapporter les périodes de l'histoire du globe. L'éloignement d'un grand nombre d'astres dans l'espace a pu être déterminé; quant à l'éloignement dans le temps des lignes de rivage les plus récentes de Capri ou du dernier bane de coquilles de Tromsö, il ne nous est pas possible de hasarder un chiffre, même approximatif. Nous tenons dans nos mains les débris organiques d'un passé lointain et nous considérons leur structure physique, mais nous ne connaissons pas la durée qui sépare l'époque où ces êtres ont vécu de la nôtre; de même, l'analyse spectrale nous révèle la constitution chimique d'une étoile qui ne donne pas de parallaxe permettant d'en déterminer la distance. Comme Rama promenant sa vue sur l'Océan, dont les contours, à l'horizon, se fondent avec le ciel, et se demandant comment il pourra se frayer un passage à travers le pur Infini, — ainsi nos regards se perdent jusqu'à présent sur l'Océan de âges, sans atteindre nulle part l'autre rive.



# TABLE DES PLANCHES ET FIGURES <sup>1</sup>

---

	Pages.
Pl. I. CARTE GÉOLOGIQUE D'UNE PARTIE DU DISTRICT DE TROMSÖ (NORVÈGE), d'après K. Pettersen. . . . .	92
Pl. II. AGE RELATIF DES ÉRUPTIONS DANS LES CHAMPS PHILÉGRÉENS. . . . .	620

---

Fig. 1. Le Ciel, la Terre et les Eaux, d'après Brunetto Latini. . . . .	7
— 2. D'après Dante, <i>Quaestio de forma et situ aquae et terrae</i> . . . . .	9
— 3. *Vue d'un lambeau paléozoïque des bords de la Baie de Hudson, d'après R. Bell. . . . .	41
— 4. *Coupe de Sainte-Anne-des-Monts au bassin dévonien de Gaspé, d'après la Commission géologique du Canada. . . . .	48
— 5. *Carte géologique de l'Île du Cap-Breton, d'après E. Gilpin Jr. et les travaux de la Commission géologique du Canada. . . . .	49
— 6. Coupe à travers la vallée du Saint-Laurent, d'après Selwyn. . . . .	50
— 7. *Carte géologique de Terre-Neuve, d'après A. Murray, J. P. Howley et Van Hise. . . . .	51
— 8. *Un lac de bordure du Bouclier canadien : le Winnipegosis, d'après J. B. Tyrrell. . . . .	54
— 9. L'Amérique du Nord arctique, d'après Mac Clure, Haughton et autres. . . . .	58
— 10. *Carte géologique de la Terre de Grinnell et des régions adja- centes, d'après Feilden et De Rance. . . . .	61
— 11. Les failles de la Scanie, d'après A. G. Nathorst. . . . .	69
— 12. *Carte géologique du bassin silurien de Kristiania, d'après W. C. Brögger. . . . .	71
— 13. *Coupe de la bande silurienne affaissée du fjord de Kristiania, d'après W. C. Brögger. . . . .	73
— 14. *Modèle d'une partie de la région silurienne de Kristiania : envi- rons de Sandvik, d'après Th. Kjerulf. . . . .	75
— 15. *Coupe du versant nord-ouest du Norddal, montrant la super- position du gneiss au terrain silurien, d'après W. C. Brögger. . . . .	76

1. Les figures dont le titre est précédé d'un astérisque ont été exécutées spécialement pour l'édition française; les autres sont empruntées à l'édition originale allemande (F. Tempsky et G. Freytag, éditeurs, Vienne-Prague-Leipzig).

	Pages.
Fig. 16. *Carte schématique de la Norvège méridionale, d'après H. H. Reusch. . . . .	77
— 17. *Carte géologique d'une partie de la Laponie suédoise, d'après Svenonius et Nathorst. . . . .	82
— 18. Panorama de l'Omasvarre, au sud du Balsfjord (district de Tromsø), d'après un croquis de l'auteur. . . . .	88. 89
— 19. Tjoalma Vagge. Paysage morainique à la limite de la Norvège et de la Suède, d'après un croquis de l'auteur. . . . .	90
— 20. Coupe schématique montrant la structure du Spitzberg occidental, d'après Nathorst. . . . .	101
— 21. Carte géologique du Spitzberg, d'après Nathorst. . . . .	103
— 22. *Paysage du Groenland oriental. Vue prise à Hekla Havn, Scoresby Sund, d'après C. Ryder. . . . .	107
— 23. Esquisse géologique de l'Écosse, d'après la carte de A. Geikie. . . . .	113
— 24. *Coupe générale de la zone des chevauchements d'Erriboll (Sutherlandshire), d'après A. Geikie. . . . .	116. 117
— 25. *Carte géologique d'une partie de la zone des chevauchements du Sutherland, d'après le <i>Geological Survey of Scotland</i> et H. M. Cadell. . . . .	119
— 26. *Coupe du Loch Assynt à Cnoc au Droighinn, montrant l'empilement des « Thrust Planes » . . . . .	121
— 27. *Carte géologique des environs de Dublin, d'après W. J. Sollas. . . . .	127
— 28. *Failles des terrains secondaires entre l'Ardenne et les Vosges, d'après L. Van Werveke. . . . .	156
— 29. *Carte géologique du Harz, d'après Lossen et Lepsius. . . . .	161
— 30. *Coupe du synclinal carbonifère de la Söse (Oberharz), d'après Max Koch. . . . .	164
— 31. *Le horst du Thüringerwald et ses failles bordières, d'après R. Lepsius et C. Regelman. . . . .	167
— 32. *Carte géologique du massif granulitique de la Saxe, d'après Naumann et Lehmann. . . . .	169
— 33. *Plis carbonifères dans le Nord-Est du Massif Central de la France, d'après A. Michel-Lévy et la carte au millionième. . . . .	177
— 34. Coupe schématique du substratum archéen et des lambeaux mésozoïques du Mont Lozère, d'après Fabre . . . . .	180
— 35. Coupe des mines d'antracite de Chalennes, sur la basse Loire, d'après Fagès. . . . .	181
— 36. Coin de calcaire jurassique encasté dans le gneiss à Färnigen (Meienthal), d'après Baltzer. . . . .	182
— 37. *Allure générale des plissements tertiaires dans le Sud du Dauphiné, en Provence et dans la vallée du Rhône, d'après W. Kilian. . . . .	191
— 38. *Coupe figurative des plissements du massif du Ventoux, d'après F. Leenhardt. . . . .	192
— 39. *Coupe des lambeaux de recouvrement du Beausset, d'après M. Bertrand. . . . .	193
— 40. Le bassin des Asturies, d'après W. Schulz et F. de Botella. . . . .	201
— 41. *Coupe du terrain cambrien de la Galice, d'après Ch. Barrois. . . . .	202

Fig. 42.	* Coupe des terrains paléozoïques des Asturies, le long de la côte, d'après Ch. Barrois. . . . .	203
— 43.	* Alignements paléozoïques de la Meseta, d'après J. Gonzalo y Tarin. . . . .	206
— 44.	L'île d'Antigua, d'après Purves. . . . .	221
-- 45.	* Coupe de l'Atlantique à la vallée du Parana, d'après J. v. Siemiradzki. . . . .	224
— 46.	Carte géologique de la Nouvelle-Zélande, d'après J. Hector. . . . .	234
— 47.	* Carte géologique des Montagnes Bleues et du bassin houiller de Sydney, d'après T. W. E. David. . . . .	249
— 48.	* Principales directions orographiques des Alpes Australiennes, d'après R. von Lendenfeld. . . . .	253
— 49.	* Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie, d'après L. Pelatan et A. Bernard. . . . .	263
-- 50.	* Alignements volcaniques de Java, d'après Verbeek et Fennema. . . . .	268
— 51.	* Coupe schématique des volcans de Java, d'après Verbeek. . . . .	269
— 52.	Directrices de la structure du Japon, d'après Ed. Naumann. . . . .	289
— 53.	* Le Fouji-Yama et le rebroussement des plis du Japon central, d'après la carte du <i>Geological Survey of Japan</i> . . . . .	291
— 54.	* Japon méridional. Coupe du bassin mésozoïque de Sakawa (île de Sikok), d'après E. Naumann. . . . .	295
— 55.	* Carte géologique de Yéso, d'après K. Jimbo. . . . .	296
— 56.	* Carte schématique du Nord de la Chine, d'après F. von Richthofen. . . . .	301
— 57.	* Carte géologique du Chan-Toung, d'après F. von Richthofen. . . . .	305
— 58.	* Failles du Chan-Toung occidental, d'après F. von Richthofen. . . . .	308
-- 59.	* Carte géologique des environs de Péking, d'après F. von Richthofen. . . . .	309
— 60.	* Coupe de l'Outaï Chan (Chan-Si), d'après F. von Richthofen. . . . .	310
— 61.	* Chine méridionale. Coupe de la chaîne du Wouting (Chen-Si), d'après F. von Richthofen. . . . .	313
— 62.	* Coupe à travers les terrasses du Chan-Si oriental, d'après F. von Richthofen. . . . .	314
— 63.	* Plissements des chaînes côtières de Californie, le long du <i>Central Pacific R. R.</i> , d'après J. Le Conte. . . . .	327
— 64.	* Paysage de l'île Kerguelen. Vue de Christmas Harbour, prise de l'ouest, d'après une photographie de l'expédition du <i>Challenger</i> . . . . .	336, 337
— 65.	<i>Cystisoma Neptunus</i> , d'après Willemoes-Suhm. . . . .	346
-- 66.	<i>Petalophthalmus armiger</i> , d'après Willemoes-Suhm. . . . .	347
-- 67.	<i>Polycheles crucifera</i> , d'après Willemoes-Suhm. . . . .	348
— 68.	<i>Conocephalites Sulzeri</i> , d'après Barrande. . . . .	348
— 69.	Yeux cyclopiques, d'après Barrande. . . . .	349
— 70.	<i>Acidaspis mira</i> , d'après Barrande. . . . .	349
— 71.	<i>Trinucleus ornatus</i> , d'après Barrande. . . . .	350
-- 72.	* Coupe diagrammatique des dépôts abandonnés après une oscillation complète, d'après Rutot et Van den Broeck. . . . .	355
— 73.	* Variations d'épaisseur du terrain cambrien dans l'Amérique du Nord, d'après C. D. Walcott. . . . .	361

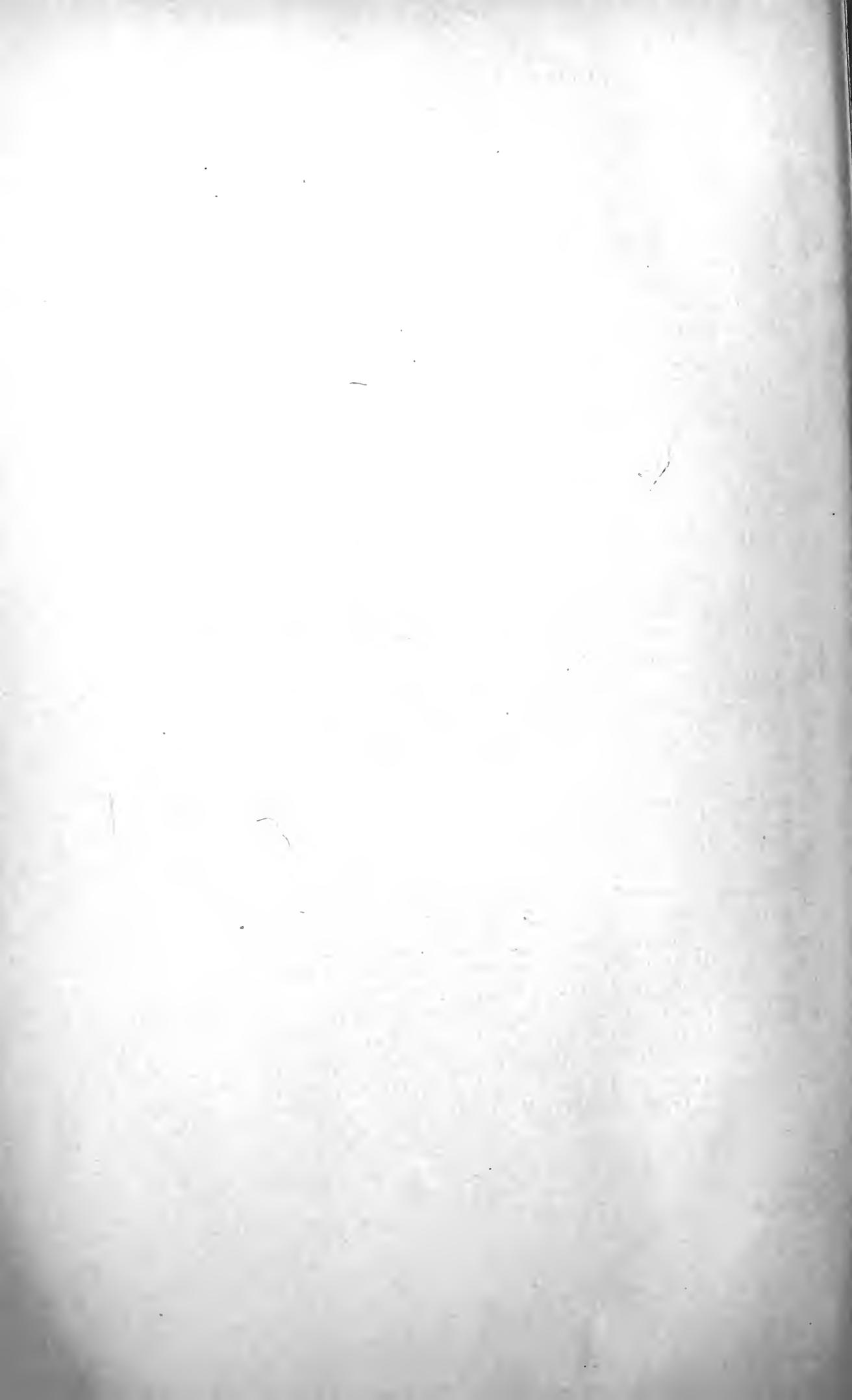
	Pages.
Fig. 74. *Discordance des terrains paléozoïques sur les formations antérieures, Grand Cañon du Colorado, d'après Holmes(Dutton).	365
— 75. Coupe à Iowa City, d'après J. Hall . . . . .	391
— 76. Forêt fossile de l'époque carbonifère. Au Trève, près Saint-Etienne, d'après Grand'Eury. . . . .	399
— 77. *Dédoublément de la « Grande Couche » du bassin houiller de Commentry, d'après H. Fayol. . . . .	402
— 78. *Détail des ramifications de la « Grande Couche » au Puits Saint-Augustin, d'après H. Fayol . . . . .	403
-- 79. *Coupe à travers le récif du Schlern, d'après Mojsisovics . . . . .	427
— 80. *Tyrol méridional. Le Sett Sass vu de la Montagna di Castello, d'après Mojsisovics. . . . .	428
— 81. *Tyrol méridional. Le groupe du Langkofel et la Seisser Alpe, d'après Mojsisovics . . . . .	429
— 82. *Extension des récifs dolomitiques du Trias supérieur dans le Tyrol méridional, d'après Mojsisovics . . . . .	431
— 83. Vue prise de l'Oberlahner, Steinernes Meer, d'après un croquis de l'auteur . . . . .	433
-- 84. *Essai de reconstitution de la géographie des temps jurassiques, d'après Neumayr. . . . .	447
— 85. *Coupe prise à May (Calvados), montrant les relations du Lias à Belemnites avec le grès silurien, d'après E. Eudes-Deslongchamps . . . . .	450
-- 86. Les rives du Nil Bleu, d'après Aubry . . . . .	455
-- 87. *Extension des dépôts purbeckiens dans le Jura, d'après G. Maillard. . . . .	465
— 88. *Extension des terrains crétacés dans l'Amérique du Nord, d'après Diller et Stanton (Dana). . . . .	486
— 89. *Extension de la mer éocène en Bretagne à l'époque du Calcaire grossier, d'après G. Vasseur. . . . .	500
— 90. *Extension des terrains tertiaires inférieurs dans le Sud de la Russie d'Europe, d'après N. Sokolow. . . . .	503
— 91. *Extension des mers miocènes dans le bassin du Rhône, d'après Ch. Depéret . . . . .	505
— 92. *Extension des terrains tertiaires dans l'Amérique du Nord, d'après Harris et Dana. . . . .	509
-- 93. *Les « Keys » et la Baie de Floride, d'après les cartes du <i>Coast Survey</i> . . . . .	523
— 94. *Atoll des Marquesas (Floride), d'après la carte du <i>Coast Survey</i> . . . . .	525
— 95. *Récif d'Alacran, d'après A. Agassiz. . . . .	526
— 96. Bancs calcaires de Sombrero, d'après Al. Julien. . . . .	527
— 97. *Archipel des Bermudes, d'après A. Agassiz . . . . .	530
— 98. Ouvea (Archipel des Loyalty), d'après Chambeyron. . . . .	533
— 99. Lifou (Archipel des Loyalty), d'après Chambeyron . . . . .	533
— 100. Disposition du versant gauche du haut Sördal. . . . .	558
-- 101. Profil en travers du versant gauche du haut Sördal. . . . .	559
— 102. Les « Sept Sœurs », ancien nunatak de l'époque glaciaire; vue prise de la mer, d'après un croquis de l'auteur . . . . .	563

TABLE DES PLANCHES ET FIGURES.

873

Pages.

Fig. 103.	*Direction des stries glaciaires dans le Jemtland, d'après Högbom (Nathorst). . . . .	564
-- 104.	*Ancien lac glaciaire du Jemtland, d'après G. Andersson. . . . .	565
— 105.	*La Scandinavie vers la fin de l'époque glaciaire, d'après G. de Geer. . . . .	566
— 106.	Fermeture de la digue en épi de Neu-Haufen, d'après Taussig. . . . .	571
— 107.	Les « Nunatak » de Dalager, d'après Jensen et Kornerup. . . . .	573
-- 108.	L'Isblink de Frederikshaab, d'après Hammer. . . . .	591
— 109.	L'Isfjord de Jakobshavn, d'après Hammer. . . . .	593
— 110.	*Vue générale des Champs Phlégréens, prise de l'ancien couvent des Camaldules, d'après Hamilton. . . . .	605
— 111.	*Le lac Averno et le Monte Barbaro. Vue prise de l'est, d'après Hamilton. . . . .	609
— 112.	*Pouzzoles et son golfe. Vue prise du nord, d'après Hamilton. . . . .	613
— 113.	Falaise du Monte Olibano. vue de la mer, d'après un croquis de l'auteur. . . . .	615
— 114.	L'éruption volcanique du Monte Nuovo et la plage abandonnée par la mer, d'après une estampe de Falconi. . . . .	624
— 115.	Fluctuations du niveau moyen de la Baltique et du Kattegat, de 1873 à 1875. . . . .	655
— 116.	*Digue naturelle construite par les courants sur les bords de l'ancien lac Bonneville, d'après G. K. Gilbert. . . . .	692, 693
— 117.	*Cordons littoraux d'Aigues-Mortes, d'après la <i>Carte géologique détaillée de la France</i> . . . . .	705
— 118.	*Accroissement du Delta du Pô pendant la période historique, d'après E. Reyer. . . . .	707
— 119.	Le mausolée de la Baie de Makri, d'après F. von Luschan. . . . .	718
-- 120.	La troisième et la quatrième pointe des <i>Pettini di Ragusa</i> , d'après von Milić. . . . .	723
-- 121.	*Carte géologique du bassin de la mer Morte, d'après M. Blau-ekenhorn. . . . .	725
-- 122.	*Profil du bassin de la mer Morte dans toute sa longueur, d'après L. Lartet. . . . .	728, 729
— 123.	*Hypsométrie du Delta du Nil, d'après Willcocks (de Morgan) . . . . .	735
— 124.	*Terrasses marines de Cuba. Vue du cap Mayci, d'après R. T. Hill. . . . .	788
— 125.	*Le Pont d'Adam et les récifs coralliens du détroit de Palk, d'après J. Walther. . . . .	806
— 126.	*Ravin sous-lacustre du Rhône, d'après Hörnlimann et Forel. . . . .	854
— 127.	*Le Gouf de Cap-Breton (côte des Landes), d'après la Carte du Dépôt des Fortifications. . . . .	855
— 128.	*Anciennes terrasses lacustres de l'Utah. Vue prise à Dove Creek, d'après G. K. Gilbert. . . . .	860



# TABLE ANALYTIQUE DES MATIÈRES

---

## TROISIÈME PARTIE

### LES MERS

#### CHAPITRE PREMIER

##### **Opposition des idées sur les déplacements des rivages; Terminologie et généralités.**

Strabon, p. 5. — Dante, p. 5. — Celsius et Linné, p. 12. — Nordenankar, p. 15. — Playfair et L. de Buch, p. 16. — Goethe, p. 18. — Lyell, Darwin et la théorie des soulèvements, p. 19. — Bravais et Eug. Robert, p. 20. — Chambers et Domeyko; nouvelles objections, p. 22. — Théories basées sur la gravitation, p. 23. — Adhémar et ses successeurs, p. 24. — Vues d'ensemble; Howorth, p. 27. — Terminologie, p. 31. — Exemple réel de dislocation en Nouvelle-Zélande, p. 37. — Plan suivi dans cet ouvrage, p. 38.

#### CHAPITRE II

##### **Les contours de l'Océan Atlantique.**

1. Le bouclier canadien, p. 40. — 2. Le bouclier baltique, p. 63. — 3. Lignes de « Glint », p. 96. — 4. Le plateau du Spitzberg, p. 97. — 5. Groenland, p. 105. — 6. La chaîne calédonienne, p. 111. — 7. La chaîne armoricaine, p. 131. — 8. La chaîne varisque, p. 147 : *a.* Le massif dévonien rhénan, p. 148; *b.* Les montagnes du Rhin en amont de Bingen, p. 155; *c.* Le Harz, p. 159; *d.* Les montagnes de la Saxe, p. 164; *e.* Les Sudètes, p. 171; *f.* Résumé, p. 173. — 9. Le rebroussement des plis (*Schaarung*) dans l'Europe centrale, p. 174. — 10. La meseta ibérique, p. 198. — 11. Coup d'œil sur les chaînes de montagnes anté-permiennes de l'Europe, p. 208. — 12. Les îles de l'Europe, p. 210. — 13. L'Afrique occidentale, p. 214. — 14. L'Est de l'Amérique centrale et de l'Amérique du Sud, p. 219. — 15. Vue d'ensemble des contours de l'Atlantique, p. 227.

## CHAPITRE III

**Les contours de l'Océan Pacifique.**

1. Nouvelle-Zélande, p. 231. — 2. Australie, p. 240. — 3. Nouvelle-Calédonie, p. 261. — 4. Mer de Banda, Bornéo, p. 266. — 5. Cochinchine, Tonkin, p. 275. — 6. Les Philippines, p. 278. — 7. Formose et les îles Riou-Kiou, p. 284. — 8. Japon, p. 287. — 9. Les Kouriles et le Kamtchatka, p. 298. — 10. Coup d'œil général sur les arcs insulaires, p. 300. — 11. La Chine du Nord, p. 303. — 12. Le Nord-Est de l'Asie, p. 316. — 13. L'arc des Aléoutiennes, p. 321. — 14. Côte occidentale d'Amérique, p. 325.

## CHAPITRE IV

**Comparaison des contours de l'Atlantique et du Pacifique.**

La structure atlantique, p. 329; la structure pacifique, p. 332; leur contraste. — Distribution des îles et des volcans, p. 335. — Chevauchement des dépressions, p. 339. — Dans le domaine pacifique, la série des couches mésozoïques se complète en allant des bords vers le centre, p. 340.

## CHAPITRE V

**Mers paléozoïques.**

Introduction, p. 341; La région abyssale, p. 347; Cycles, p. 354; Epaisseur des dépôts, p. 356. — 1. Le continent Nord-Atlantique, p. 358. — 2. Limite supérieure du terrain silurien, p. 368. — 3. Le terrain dévonien; généralité de la transgression du Dévonien moyen, p. 371. — 4. Le terrain carbonifère; veines paraliques; alternances de couches de houille et de bancs marins; transgression du Calcaire carbonifère, p. 381. — 5. Le terrain permien, p. 407; le continent de Gondwana, p. 413. — 6. Coup d'œil général sur les mers paléozoïques, p. 416.

## CHAPITRE VI

**Mers mésozoïques.**

1. Mers du Trias, p. 419. — 2. Mouvements positifs de l'époque rhétienne, p. 432. — 3. Continuation des mouvements positifs pendant les époques liasique et jurassique, p. 445. — 4. Phase négative dans l'Europe centrale; début des temps crétacés, p. 459. — 5. Nouvelles transgressions; mélange des faunes crétacées, p. 474. — 6. La transgression cénomaniennne, p. 482. — 7. Coup d'œil général sur les mers mésozoïques, p. 488.

## CHAPITRE VII

**Mers tertiaires et formations calcaires récentes.**

1. Phase négative à la fin de la période crétacée, p. 493. — 2. La Méditerranée centrale à l'époque tertiaire, p. 498. — 3. La côte orientale de l'Amérique du Nord, p. 508. — 4. La région tertiaire de Patagonie, p. 513. — 5. Formations calcaires récentes, p. 518. — 6. Coup d'œil général, p. 543.

## CHAPITRE VIII

**Les lignes de rivage de la Norvège.**

1. Du Tjoalma Vagge à la mer, p. 547. — 2. Du lac de Torneå à la mer, p. 557. — 3. Mouvement glaciaire à l'encontre de la pente des vallées, p. 561. — 4. Origine des « lacs de Glint » de Laponie, p. 568. — 5. Anciennes lignes de rivage des fjords, p. 575; origine des Seter, p. 580; comparaison avec le Groenland, p. 587; vestiges de la glace en voie de recul, p. 595.

## CHAPITRE IX

**Le temple de Sérapis à Pouzzoles.**

1. La côte nord-ouest de l'Italie, p. 598. — 2. Situation du temple de Sérapis dans le cratère phlégréen, p. 603. — 3. Le temple jusqu'en 1538, p. 618. — 4. L'éruption de 1538, p. 621. — 5. Exhumation du temple et état actuel, p. 625. — 6. Explications diverses; phénomènes volcaniques, p. 635.

## CHAPITRE X

**La mer Baltique et la mer du Nord pendant la période historique**

1. Salinité à l'intérieur du Skager Rak, p. 639. — 2. Niveau moyen des eaux sur la côte baltique allemande, p. 647. — 3. Oscillations sur les côtes suédoises et finlandaises, p. 649. — 4. Coup d'œil sur le déplacement négatif, p. 658. — 5. Tourbières et forêts affaissées de la mer du Nord, p. 670. — 6. Anciens cordons littoraux et tourbières du littoral baltique, p. 681. — 7. Résumé, p. 687.

## CHAPITRE XI

**La Méditerranée pendant la période historique.**

1. Mer d'Azov et mer Noire, p. 691. — 2. Cote la plus basse du niveau de la Méditerranée, p. 697. — 3. La Méditerranée occidentale, p. 701. — 4. Venise, p. 706. — 5. Les côtes dinaro-tauriques, p. 713. — 6. La Méditerranée sud-orientale, p. 724. — 7. Conclusion, p. 738.

## CHAPITRE XII

**Lignes de rivage du Nord.**

1. Complexité de la configuration superficielle des Océans, p. 742. — 2. Côtes occidentales de l'Atlantique Nord, p. 745. — 3. Côtes orientales de l'Atlantique Nord, p. 763. — 4. Le Nord de l'Eurasie et les côtes occidentales du Pacifique Nord, p. 770. — 5. Côtes orientales du Pacifique Nord, p. 774. — 6. Conclusion, p. 782.

## CHAPITRE XIII

**Lignes de rivage des côtes équatoriales et australes.**

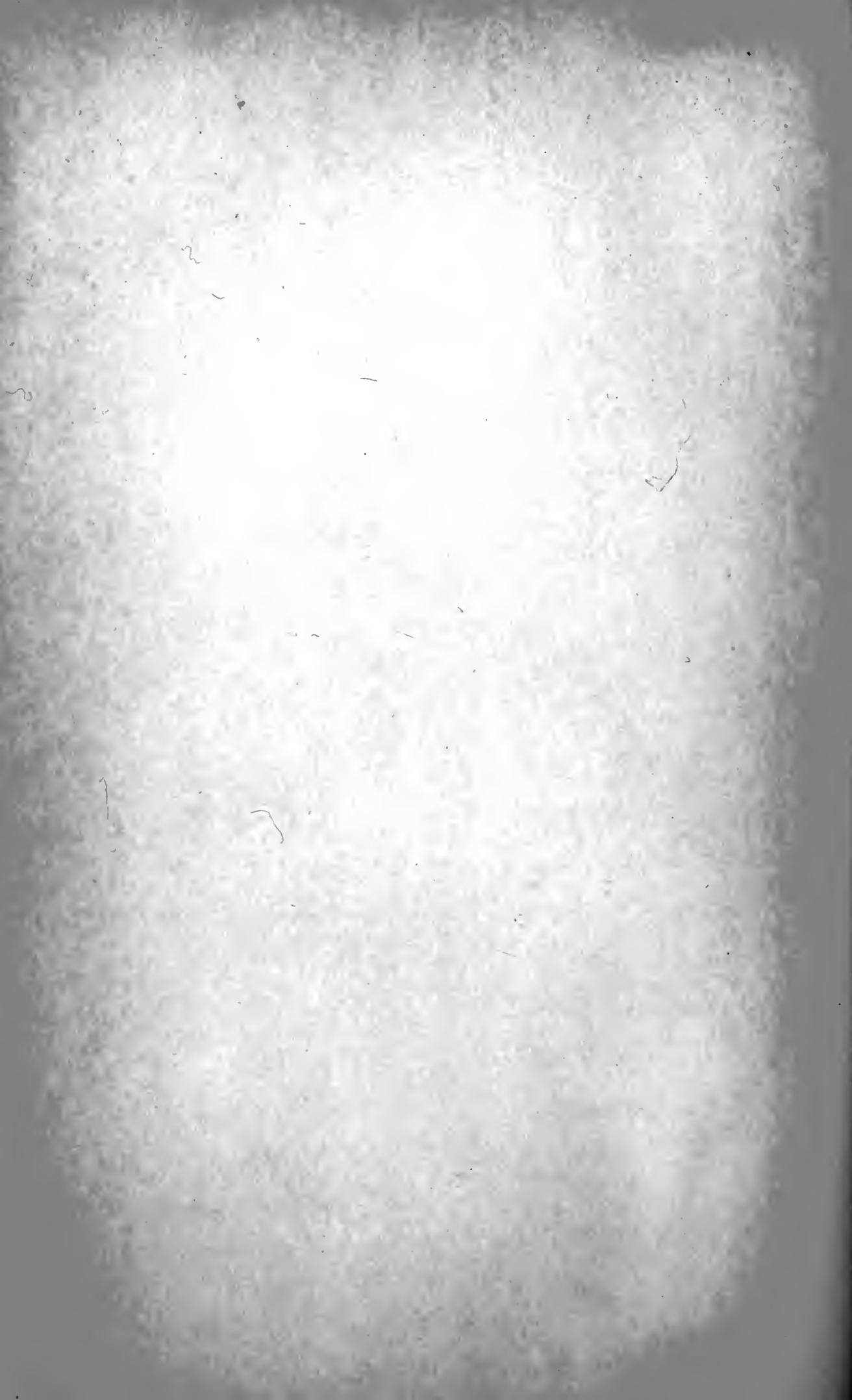
1. Côtes occidentales de l'Océan Atlantique; partie moyenne et méridionale, p. 786. — 2. Côtes orientales de l'Océan Atlantique; partie africaine, p. 794. — 3. Côtes orientales de l'Afrique et côtes de l'Arabie, p. 796. — 4. Côtes de l'Inde et de l'Indo-Chine, p. 802. — 5. Côtes des îles polynésiennes et côtes d'Australie, p. 812. — 6. Côtes occidentales de l'Amérique du Sud, p. 818.

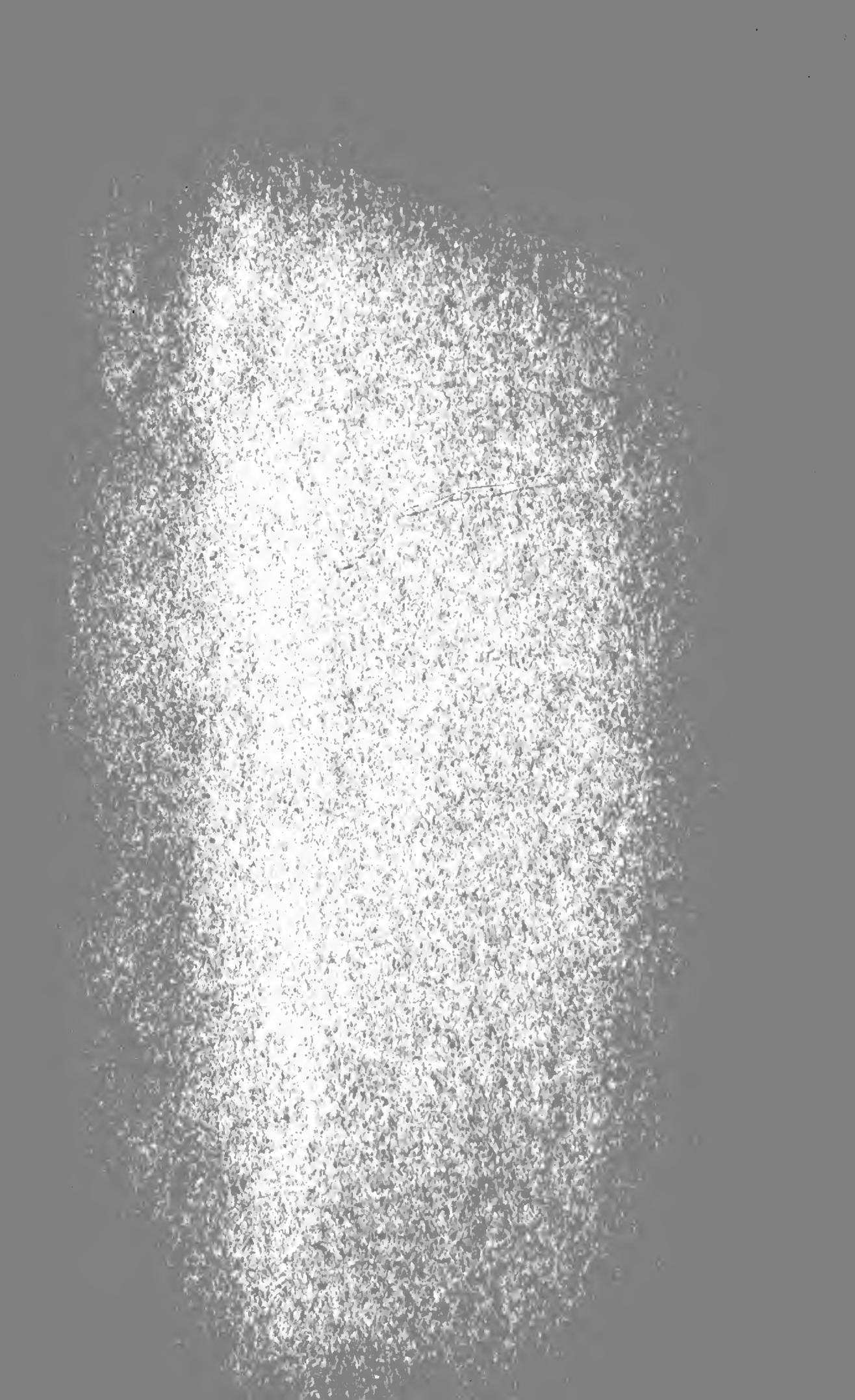
## CHAPITRE XIV

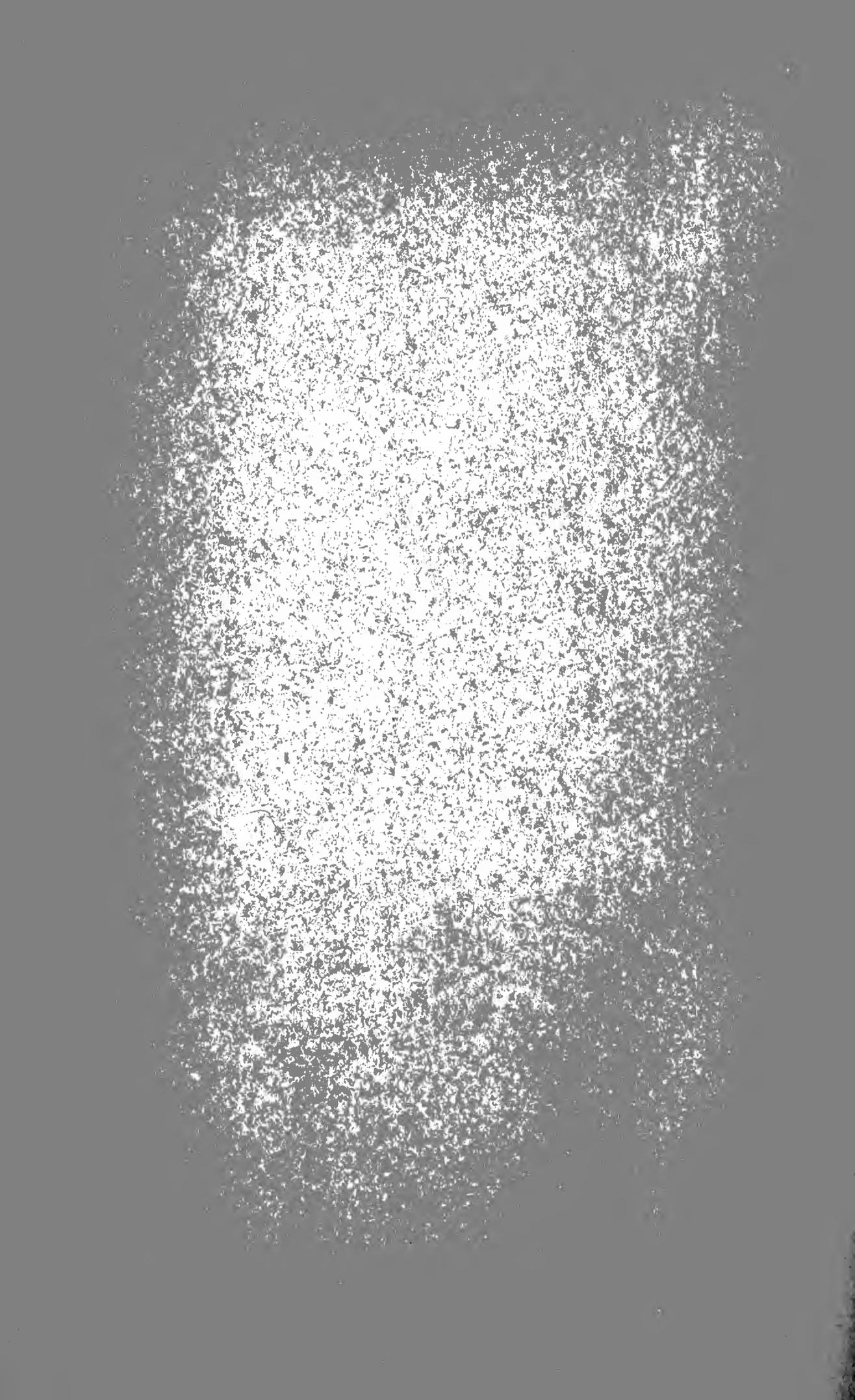
**Les Mers.**

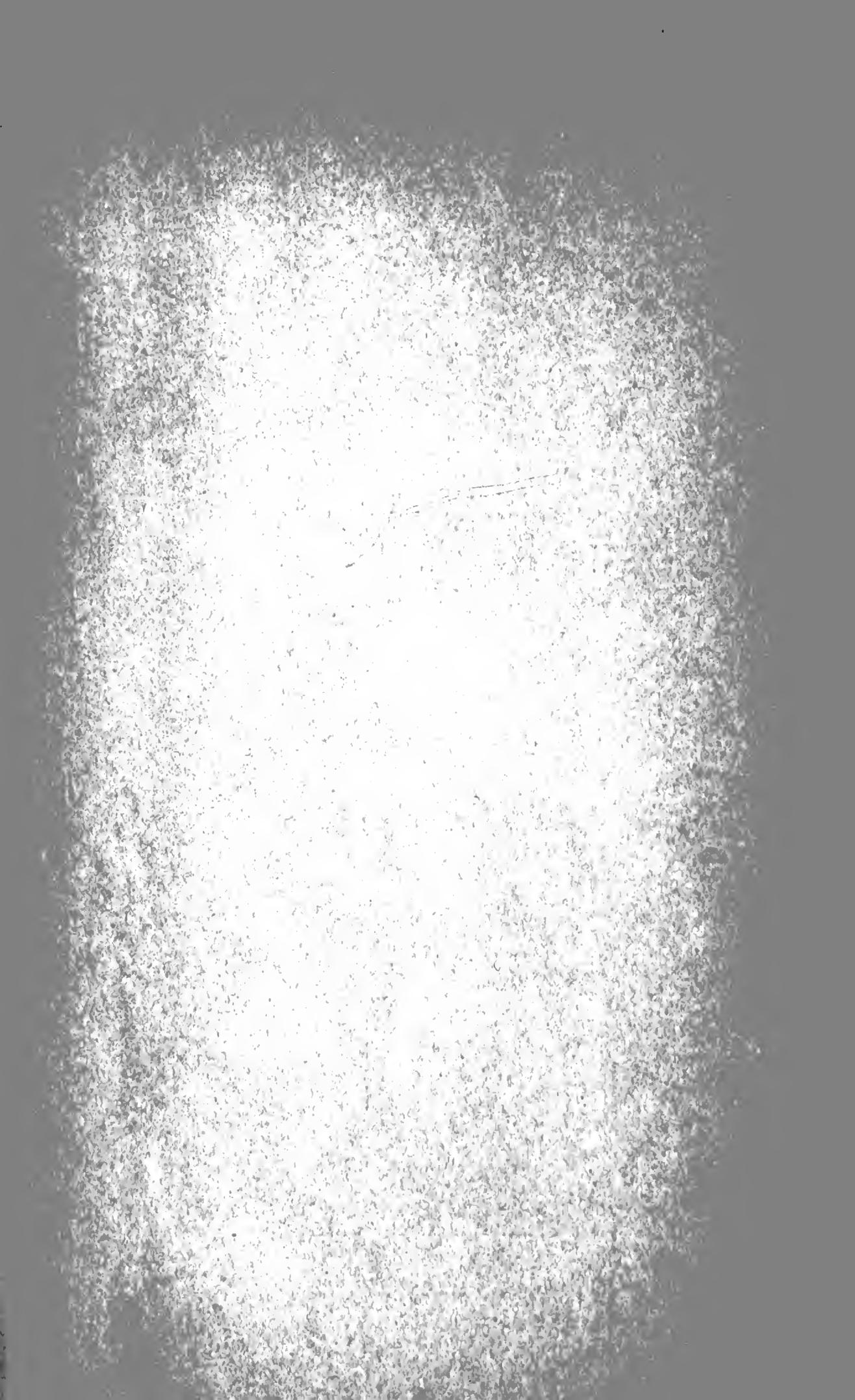
Contours des Océans, p. 837. — Mouvement négatif eustatique, p. 841. — Transgressions, p. 842. — Mouvement positif eustatique, p. 848. — Insuffisance des mouvements eustatiques, p. 850. — Embouchures et terrasses fluviales, p. 853. — Coup d'œil sur les lignes de rivage récentes, p. 858. — Oscillations des mers, p. 859. — Phases équatoriales alternantes, p. 861. — Formation des continents par affaissement, p. 863. — Il ne s'est pas produit de changements appréciables pendant la période historique, p. 864. — Le Temps, p. 867.

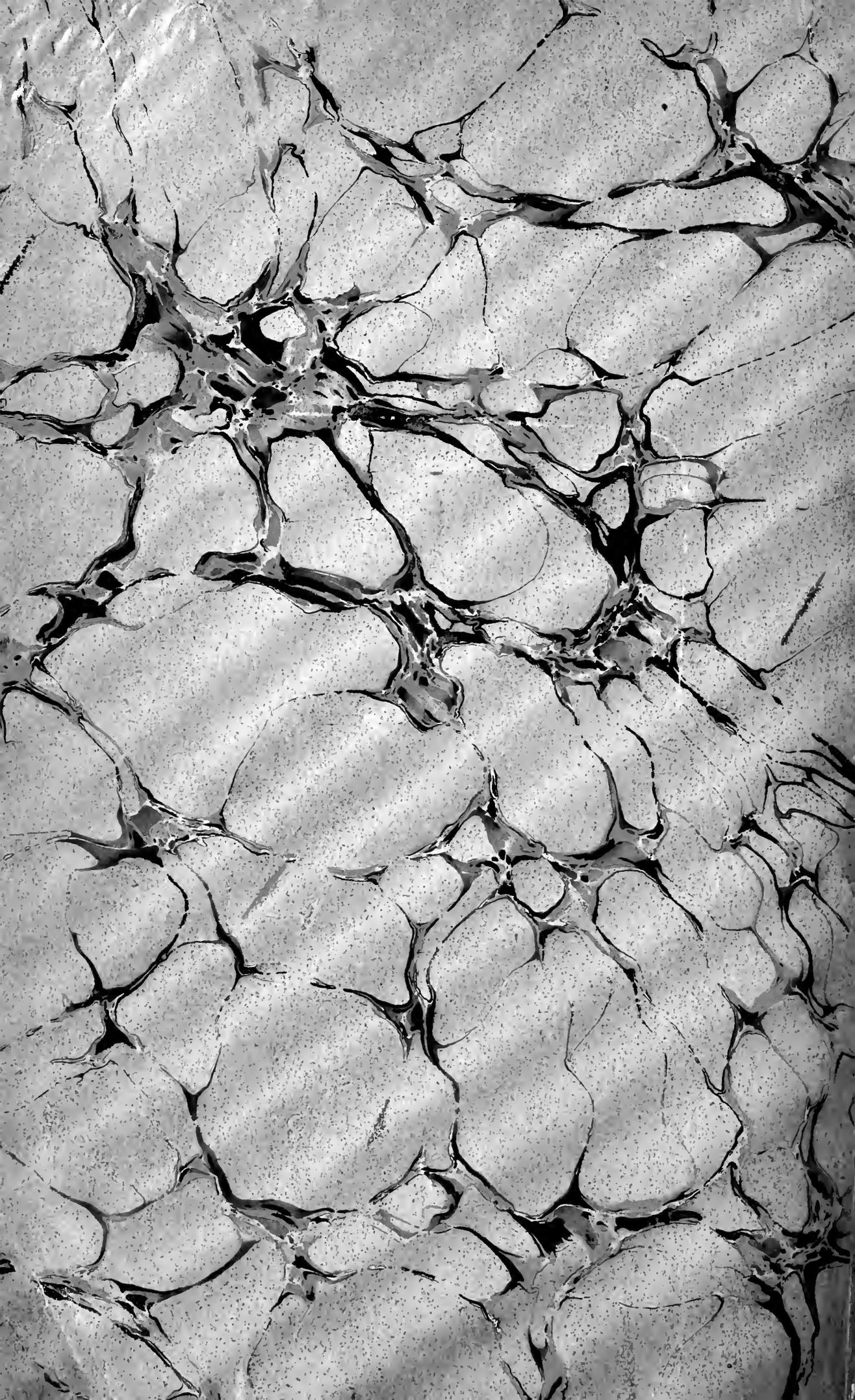












GB  
53  
S814  
t.2

Suess, Eduard  
La face de la terre

PLEASE DO NOT REMOVE  
CARDS OR SLIPS FROM THIS POCKET

---

UNIVERSITY OF TORONTO LIBRARY

---



UTL AT DOWNSVIEW  
  
D RANGE BAY SHLF POS ITEM C  
39 13 01 18 07 008 5